

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física



**GEOMORFOLOGÍA DE LOS VALLES DEL
PIEDEMONTES NORTE DEL SISTEMA CENTRAL EN SU
SECTOR SEGOVIANO**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

Luis Miguel Tanarro García

Bajo la dirección del doctor:
Julio Muñoz Jiménez

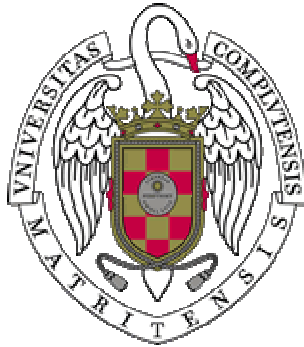
Madrid, 2006

ISBN: 978-84-669-2988-2

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física



Geomorfología de los valles del piedemonte

Norte del Sistema Central en su sector

segoviano: cuenca del río Duratón

LUIS MIGUEL TANARRO GARCÍA

MADRID, 2006

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física

**Geomorfología de los valles del piedemonte Norte del
Sistema Central en su sector segoviano:
cuenca del río Duratón**

**Tesis realizada por D. Luis Miguel Tanarro García y
dirigida por el Prof. Dr. D. Julio Muñoz Jiménez para
la obtención del Grado de Doctor**

Luis Miguel Tanarro García

Madrid, 2006

A la memoria de mi padrino con profundo respeto y admiración.

A mi madrina con inmenso afecto y cariño.

A mi extensa y entrañable familia (tíos, primos...), y en particular, a mis padres, a mis hermanos y a mi sobrino, gracias a ellos he podido realizar este trabajo.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	xvii
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y METODOLOGÍA	1
I.1. LOCALIZACIÓN Y DELIMITACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO	3
I.2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA	6
I.2.1. ELECCIÓN DEL ÁREA Y PLANTEAMIENTO GENERAL DE LA INVESTIGACIÓN	6
I.2.2. OBJETIVOS CONCRETOS DE LA INVESTIGACIÓN	8
I.2.3. LA METODOLOGÍA DE TRABAJO	12
I.2.3.1. <u>La revisión bibliográfica</u>	12
I.2.3.2. <u>El trabajo de campo</u>	13
I.2.3.3. <u>La fotointerpretación</u>	14
I.2.3.4. <u>La utilización de técnicas y métodos de análisis específicos</u>	14
I.2.3.4.1. <u>La representación cartográfica</u>	14
I.2.3.4.1.1. <u>La cartografía geológica</u>	14
I.2.3.4.1.2. <u>La cartografía geomorfológica</u>	15
I.2.3.4.2. <u>La elaboración de perfiles y cortes</u>	19
I.2.3.4.3. <u>Análisis morfométrico de la red fluvial</u>	20
I.2.3.4.4. <u>Análisis sedimentológico</u>	22
I.2.3.4.4.1. <u>Análisis granulométrico</u>	23
I.2.3.4.4.2. <u>Estudio de la litología</u>	28
I.2.3.4.4.3. <u>Análisis morfométrico de cantos</u>	29
I.3. CARACTERES Y ELEMENTOS FISIOGRAFICOS DEL RELIEVE	32
I.3.1. LA ALTIMETRÍA O HIPSOMETRÍA	33
I.3.2. LAS PENDIENTES	36
I.3.3. LOS EJES FLUVIALES: PRESENTACIÓN Y CARACTERIZACIÓN GENERAL DE LOS VALLES	38
I.3.3.1. <u>Perfiles longitudinales de los ríos y secciones transversales de los valles</u>	39
I.3.3.1.1. <u>El río Duratón (o río del Puerto)</u>	39
I.3.3.1.2. <u>El río Serrano</u>	41
I.3.3.1.3. <u>El río Cerezuelo</u>	41
I.3.3.1.4. <u>El río Caslilla</u>	42
I.3.3.1.5. <u>El río San Juan</u>	42
I.3.3.2. <u>El patrón o trazado de los canales de los ríos</u>	45
CAPÍTULO II. LA ESTRUCTURA GEOLÓGICA DEL TERRITORIO Y SU MANIFESTACIÓN GEOMORFOLÓGICA	49
II.1. LAS CARACTERÍSTICAS LITOESTRATIGRÁFICAS	53
II.1.1. LOS MATERIALES DEL ZÓCALO HERCÍNICO	53
II.1.1.1. <u>Las rocas metamórficas del Dominio Occidental</u>	58
II.1.1.1.1. <u>Ortogneises glandulares y leucogneises</u>	58
II.1.1.1.2. <u>Paragneises, metareniscas, esquistos y metacuarcitas</u>	59
II.1.1.2. <u>Las rocas metamórficas del Dominio Oriental</u>	60
II.1.1.2.1. <u>Rocas metasedimentarias: micaesquistos, esquistos, metasamitas y cuarcitas</u>	60
II.1.1.2.2. <u>Gneises glandulares</u>	60

II.1.1.3. <u>Las rocas ígneas hercínicas y las rocas filonianas</u>	61
II.1.1.3.1. <i>Tonalitas y granodioritas</i>	61
II.1.1.3.2. <i>Rocas filonianas</i>	61
II.1.2. <u>LOS MATERIALES SEDIMENTARIOS MESOZOICOS</u>	62
II.1.2.1. <u>Formaciones terrígenas del Cretácico superior</u>	63
II.1.2.1.1. <i>Conglomerados cuarcíticos, gravas, arenas y arcillas</i>	64
II.1.2.1.2. <i>Areniscas, arcillas, margas y dolomías</i>	64
II.1.2.1.3. <i>Arenas y arcillas versicolores</i>	64
II.1.2.2. <u>Formaciones carbonatadas del Cretácico superior</u>	65
II.1.2.2.1 <i>Dolomías tableadas</i>	65
II.1.2.2.2. <i>Dolomías y calizas con intercalaciones margo-dolomíticas</i>	65
II.1.2.2.3. <i>Dolomías masivas</i>	66
II.1.2.2.4. <i>Dolomías tableadas y margas</i>	66
II.1.2.2.5. <i>Dolomías y margas</i>	66
II.1.3. <u>LOS MATERIALES SEDIMENTARIOS TERCIARIOS</u>	67
II.1.3.1. <u>Los materiales del complejo tectonosedimentario preorogénico del Cretácico superior-Paleoceno</u>	70
II.1.3.2. <u>Los materiales del complejo tectonosedimentario sinorogénico del Eoceno-Oligoceno</u>	70
II.1.3.2.1. <i>Lutitas rojas y areniscas</i>	71
II.1.3.2.2. <i>Conglomerados calcáreos y arcillas rojas</i>	71
II.1.3.3. <u>Los materiales del complejo tectonosedimentario postorogénico del neógeno</u>	72
II.1.3.3.1. <i>Materiales del Mioceno y del Plioceno inferior y medio</i>	73
II.1.3.3.1.1. <i>Abanico de Santa Marta del Cerro</i>	73
II.1.3.3.1.2. <i>Abanico de Somosierra</i>	75
II.1.3.3.1.3. <i>Abanico de Riaza</i>	76
II.1.3.3.2. <i>Materiales del Plioceno superior y Pliocuaternalio</i>	78
II.2. <u>LA ESTRUCTURA TECTONICA</u>	79
II.2.1. <u>LA TECTÓNICA DE PLACAS ALPINA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA Y SU RELACIÓN CON LA ESTRUCTURACIÓN Y DEFORMACIÓN DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL</u>	81
II.2.1.1. <u>Etapas o fases de la deformación alpina del Sistema Central Español: interpretaciones geodinámicas y modalidades de la deformación</u>	82
II.2.1.1.1. <i>Las interpretaciones clásicas</i>	83
II.2.1.1.2. <i>Las nuevas interpretaciones</i>	84
II.2.1.1.3. <i>Las últimas interpretaciones y el estado actual de la cuestión</i>	88
II.2.1.1.3.1. <i>Determinación de los campo de paleoesfuerzos y deformaciones asociadas</i>	91
II.2.1.1.3.2. <i>Establecimiento de episodios de levantamiento tectónico/denudación mediante datación por trazas de fisión en apatitos</i>	99
II.2.2. <u>LAS ESTRUCTURAS DEL BORDE NORTE DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL Y DE SU CONTACTO CON LA CUENCA DEL DUERO</u>	104
II.2.2.1. <u>Las estructuras tectónicas del borde nororiental de la sierra de Guadarrama-Somosierra</u>	106
II.2.2.1.1. <i>Las estructuras tectónicas sobre los materiales del basamento: escamas imbricadas separadas por cabalgamientos o fallas inversas</i>	107
II.2.2.1.1.1. <i>Los cabalgamientos alpinos del piedemonte de la sierra</i>	108
II.2.2.1.1.2. <i>Los cabalgamientos del Macizo calcáreo de Sepúlveda</i>	109

II.2.2.1.2. <i>Las estructuras de deformación sobre la cobertera pretectónica: los pliegues monoclinales</i>	111
II.2.2.1.2.1. <u>Los pliegues monoclinales del piedemonte: El anticlinal de la urbanización de Los Cortos y la flexión de Valdesaz</u>	113
II.2.2.1.2.2. <u>Los pliegues monoclinales del Macizo calcáreo de Sepúlveda</u>	114
II.2.2.1.3. <i>La disposición estructural de los materiales postectónicos</i>	118
II.3. LAS UNIDADES MORFOESTRUCTURALES Y SU MODELADO DE DETALLE	119
II.3.1. LA SIERRA	121
II.3.2. LA RAMPA DE PIEDEMONTE	125
II.3.2.1. <u>La organización morfoestructural del piedemonte de Prádena</u>	125
II.3.2.2. <u>La organización morfoestructural del piedemonte septentrional de Somosierra-Cerezo de Abajo</u>	128
II.3.2.3. <u>Las formas de relieve del piedemonte</u>	130
II.3.2.3.1. <i>Las formas de relieve del piedemonte calcáreo</i>	130
II.3.2.3.1.1. <u>Las formas estructurales</u>	131
II.3.2.3.1.2. <u>Las formas de modelado kárstico</u>	132
II.3.2.3.2. <i>Las formas de modelado sobre el piedemonte silíceo o gneísico-granítico</i>	136
II.3.3. EL MACIZO DE MONTERRUBIO: LA SERREZUELA Y EL MACIZO DE SEPÚLVEDA	141
II.3.3.1. <u>La Serrezuela o Sierra de Pradales</u>	142
II.3.3.2. <u>La organización morfoestructural del Macizo calcáreo de Sepúlveda</u>	146
II.3.3.3. <u>Las formas del relieve del Macizo de Sepúlveda</u>	149
II.3.3.3.1. <i>Las formas estructurales</i>	150
II.3.3.3.2. <i>Los aplanamientos o replanos locales</i>	154
II.3.3.3.3. <i>Las formas de modelado kárstico</i>	155
II.3.3.3.4. <i>El modelado relacionado con la red fluvial autóctona</i>	159
II.3.3.3.4.1. <u>Cursos ortoclinales o subsecuentes de largo recorrido</u>	163
II.3.3.3.4.2. <u>Cursos cataclinales o consecuentes de mediano recorrido</u>	163
II.3.3.3.4.3. <u>Cursos cataclinales o consecuentes de corto recorrido</u>	165
II.3.3.3.4.4. <u>Cursos obsecuentes o anacinales</u>	165
II.3.4. EL BORDE SURORIENTAL DE LA CUENCA DEL DUERO	166
II.3.4.1. <u>La evolución y organización morfosedimentaria del relleno Neógeno en la cuenca de Sepúlveda-Ayllón</u>	167
II.3.4.1.1. <i>El registro sedimentario durante el Mioceno medio</i>	168
II.3.4.1.2. <i>El registro sedimentario durante el Plioceno o Plio-pleistoceno</i>	171
II.3.4.2. <u>El relieve de las unidades morfosedimentarias neógenas</u>	178
II.3.4.2.1. <i>Las formas de modelado sobre las campiñas miocenas</i>	180
II.3.4.2.1.1. <u>Las superficies alomadas miocenas</u>	180
II.3.4.2.1.2. <u>Otras formas de modelado de los interfluvios: los glaciares detríticos y las depresiones</u>	184
II.3.4.2.2. <i>El modelado sobre los glaciares detríticos de raña</i>	186
II.3.5. LAS CAMPIÑAS ARENOSAS DE LA TIERRA DE PINARES	190
II.3.5.1. <u>Las interpretaciones del origen del manto arenoso</u>	191
II.3.5.2. <u>El modelado sobre la formación arenosa eólica de la Tierra de Pinares en su borde oriental</u>	197
II.3.5.2.1. <i>Acumulaciones eólicas dunares, surcos con fondos endorreicos</i>	

<i>y mantos o coberteras arenosas</i>	198
CAPÍTULO III. EL MODELADO GENERAL DE LOS VALLES	203
III.1. EL MODELADO DE LOS VALLES EN RELACION CON LA NATURALEZA Y EL COMPORTAMIENTO DEL ROQUEDO	205
III.1.1. MORFOLITOLOGÍA DE LA RAMPA PALEOZOICA DEL PIEDEMONTES	206
III.1.1.1. <u>El complejo metamórfico gneísico</u>	206
III.1.1.2. <u>El complejo metamórfico micaesquistoso con diques de cuarzo</u>	208
III.1.2. MORFOLITOLOGÍA DE LA RAMPA CALCÁREA DEL PIEDEMONTES Y DEL MACIZO DE SEPÚLVEDA	210
III.1.2.1. <u>El complejo arenoso-silíceo inferior del Cretácico</u>	210
III.1.2.2. <u>El complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico</u>	211
III.1.2.3. <u>El complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico</u>	213
III.1.2.4. <u>Las unidades conglomeráticas deformadas del Oligoceno-Mioceno inferior</u>	214
III.1.3. MORFOLITOLOGÍA DE LA CUENCA SEDIMENTARIA	217
III.1.3.1. <u>Las unidades conglomeráticas y arenoso-conglomeráticas acinales del Mioceno</u>	218
III.1.3.2. <u>Las unidades ocreas arenoso-arcillosas acinales y carbonatadas del Mioceno</u>	219
III.1.3.3. <u>Las unidades rojizas arcillo-arenosas acinales y sin cemento carbonático del Mioceno</u>	222
III.1.4. LOS ÁMBITOS MORFOLITOLÓGICOS COMPLEJOS	223
III.2. EL MODELADO DE LOS VALLES: CARACTERES MORFOMÉTRICOS, MORFOGRÁFICOS Y MORFOLÓGICOS	228
III.2.1. LOS VALLES EN “HOZ” O “CAÑÓN” DE LAS ESTRUCTURAS PLEGADAS DOLOMITICAS DEL CRETÁCICO	232
III.2.1.1. <u>Los cañones u hoces abiertas</u>	237
III.2.1.2. <u>Los cañones u hoces estrechos</u>	247
III.2.1.2.1. <i>El modelado de las vertientes de los cañones u hoces estrechas</i> ..	250
III.2.1.2.1.1. <u>El cañón de Prádena</u>	250
III.2.1.2.1.2. <u>El cañón de Castroserna de Abajo</u>	252
III.2.1.2.1.3. <u>La hoz de la “Presa del Barrio”o de Marijabe</u>	257
III.2.1.2.1.4. <u>El Cañón de Casla</u>	264
III.2.1.2.2. <i>El modelado del fondo de los cañones u “hoces” estrechas</i>	273
III.2.1.3. <u>La hoz y combe de Sepúlveda o del Caslilla</u>	273
III.2.1.3.1. <i>El sector de hoz abierta del Cerro del Castillejo</i>	276
III.2.1.3.2. <i>El sector mixto modelado sobre el complejo “dolomítico-margoso y brechoide” y el complejo “dolomítico masivo”</i>	276
III.2.1.3.3. <i>El sector de hoz estrecha</i>	277
III.2.1.3.4. <i>El sector de hoz modelado sobre los complejos “dolomítico masivo” y “arenoso silíceo”</i>	278
III.2.1.3.5. <i>La combe de Sepúlveda</i>	280
III.2.1.3.5.1. <u>Los condicionantes estructurales en la génesis y el modelado de la combe</u>	280
III.2.1.3.5.2. <u>El modelado de las vertientes y del fondo de la combe</u>	283
III.2.1.4. <u>Las Hoces del río Duratón</u>	286
III.2.1.4.1. <i>El tramo de Hoz de Gíriego</i>	290

III.2.1.4.2. El tramo de Hoz entre Santa Cruz y la confluencia con el valle del San Juan	292
III.2.1.4.2.1. <u>El subtramo de Hoz abierta de Santa Cruz</u>	294
III.2.1.4.2.2. <u>El subtramo de Hoz de Sepúlveda</u>	298
III.2.1.4.2.3. <u>El subtramo de Hoz de Villar de Sobrepeña-Puente de Villaseca</u>	310
III.2.1.4.3. El tramo de Hoz de la Presa de Molinilla-Meandro de Nuestra Señora de la Calleja	318
III.2.1.4.4. El tramo de Hoz entre el meandro de Nuestra Señora de La Calleja y la Presa de Burgomillodo	324
III.2.1.4.4.1. <u>El subtramo de Hoz del Monasterio de la Hoz-Ermita de San Frutos</u>	326
III.2.1.4.4.2. <u>El subtramo de Hoz de la presa del Burgomillodo y del arroyo El Barranco</u>	336
III.2.2. LOS VALLES EN GARGANTA DE LOS BLOQUES GRANÍTICO-METAMÓRFICOS PALEOZOICOS	340
III.2.2.1. La garganta del San Juan en el paraje de Valdeobispo	340
III.2.2.2. La gargantas del piedemonte de Somosierra-La Pinilla	343
III.2.2.2.1. <i>Las gargantas de Somosierra</i>	343
III.2.2.2.2. <i>Las gargantas mixtas del piedemonte de La Pinilla</i>	345
III.2.3. LOS VALLES EN "NAVA" DEL CONTACTO ENTRE EL ZÓCALO Y LA COBERTERA DETRÍTICA MESOZOICA	347
III.2.4. LOS VALLES ABIERTOS DE LA CUENCA SEDIMENTARIA	350
III.2.4.1. El valle abierto del río Duratón: El tramo de Duruelo-Duratón	351
III.2.4.1.1. <i>El modelado de la margen izquierda del valle del Duratón: niveles aluviales y glacis de enlace</i>	353
III.2.4.1.2. <i>El modelado de la margen derecha del valle del río Duratón: glacis de ladera y cárcavas</i>	357
III.2.4.1.2.1. <u>Los glacis de ladera o glacis mixtos</u>	358
III.2.4.1.2.2. <u>El modelado de cárcavas</u>	361
III.2.4.1.2.3. <u>Los conos de deyección</u>	363
III.2.4.1.3. <i>El modelado del fondo del valle del Duratón</i>	363
III.2.4.2. El valle abierto del río Serrano	367
III.2.4.2.1. <i>El modelado de la margen izquierda del valle del río Serrano: niveles aluviales y glacis de enlace</i>	368
III.2.4.2.2. <i>El modelado de la margen derecha del valle del río Serrano</i>	372
III.2.4.2.2.1. <u>Las paleovertientes o laderas originales previas a la instalación de las cárcavas</u>	373
III.2.4.2.2.2. <u>El modelado de las cárcavas</u>	374
III.2.4.2.2.3. <u>Los conos de deyección o acumulación</u>	378
III.2.4.2.3. <i>El modelado del fondo del valle del Serrano</i>	378
III.2.4.3. El valle del río Cerezuelo	379
III.2.4.3.1. <i>El modelado de la margen izquierda del valle del Cerezuelo</i>	380
III.2.4.3.2. <i>El modelado de la margen derecha del valle del Cerezuelo</i>	382
III.2.4.3.3. <i>El fondo del valle del río Cerezuelo</i>	385
III.2.4.4. El valle abierto de río Caslilla	386
III.2.4.4.1. <i>El modelado de la margen izquierda del valle del Caslilla</i>	387
III.2.4.4.2. <i>El modelado de la margen derecha del valle del Caslilla</i>	389
III.2.4.4.3. <i>El modelado del fondo del valle del Caslilla</i>	392

III.2.4.5. <u>El valle abierto del río San Juan: El tramo de Villafranca</u>	393
III.2.4.5.1. <i>El modelado de las vertientes de la margen izquierda del valle del río San Juan</i>	394
III.2.4.5.2. <i>El modelado de las vertientes de la margen derecha del valle del río San Juan</i>	395
III.2.4.5.3. <i>El modelado del fondo del valle abierto del río San Juan</i>	396
III.2.4.6. <u>Los valles abiertos autóctonos: el valle del arroyo de Valarta y el barranco de la Dehesilla</u>	398
III.2.4.6.1. <i>El modelado de la margen izquierda de los valles autóctonos</i> ...	399
III.2.4.6.2. <i>El modelado de la margen derecha de los valles autóctonos</i>	401
CAPÍTULO IV. LA MORFODINÁMICA DE LAS LADERAS DE LOS VALLES	405
IV.1. MORFOLOGÍA Y DINÁMICA DE LAS VERTIENTES DE LAS HOCES O CAÑONES	407
IV.1.1. LAS ALTAS LADERAS DE TRANSICIÓN O LADERAS EXTERNAS ...	408
IV.1.2. LOS RELANOS ESTRUCTURALES DE LAS HOCES Y CAÑONES ...	409
IV.1.3. LAS CRESTAS O BARRAS ESTRUCTURALES (“PICOZOS”)	413
IV.1.4. LOS ESCARPES DE LAS HOCES O CAÑONES Y SU MODELADO DE DETALLE	414
IV.1.4.1. <u>Las repisas</u>	419
IV.1.4.2. <u>La influencia de la karstificación en el modelado de los escarpes</u>	420
IV.1.4.2.1. <i>Los conductos kársticos: caracteres y tipología</i>	421
IV.1.4.2.1.1. <u>Los microconductos kársticos</u>	421
IV.1.4.2.1.2. <u>Las cavidades y cuevas</u>	422
IV.1.4.2.1.3. <u>Consideraciones sobre la formación del endokarst de los macizos calcáreos y sobre su evolución en relación con el encajamiento fluvial</u>	428
IV.1.4.2.2. <i>Los escarpes festoneados o ruñiformes: la explotación de las discontinuidades estructurales de las rocas dolomíticas</i>	431
IV.1.4.3. <u>Los abrigos o balmas y su significado geomorfológico</u>	435
IV.1.5. LOS PROCESOS MECÁNICOS Y GRAVITACIONALES EN LOS ESCARPES: TALUDES DE DERRUBIOS Y DESPRENDIMIENTOS	443
IV.1.5.1. <u>Los taludes de las hoces y cañones</u>	443
IV.1.5.1.1. <i>Los taludes reglados descubiertos sobre roquedo dolomítico</i>	444
IV.1.5.1.2. <i>Los taludes y conos reglados de derrubios</i>	445
IV.1.5.1.3. <i>Los taludes cóncavos sobre margas, arcillas y arenas cretácicas</i> ..	448
IV.1.5.1.3.1. <u>Taludes modelados sobre materiales calizo-margosos del Cretácico</u>	449
IV.1.5.1.3.2. <u>Taludes modelados sobre materiales arenosos silíceos de la base del Cretácico</u>	449
IV.1.5.2. <u>El modelado de detalle de los taludes</u>	450
IV.1.5.2.1. <i>Los desplazamientos en masa sobre los taludes de las hoces</i>	450
IV.1.5.2.2. <i>La acción de la arroyada sobre los taludes de las hoces: cárcavas y regueros</i>	452
IV.1.5.2.3. <i>La impronta de la acción humana sobre los taludes de gravedad</i> ..	453
IV.1.5.3. <u>Los desprendimientos</u>	453
IV.1.5.3.1. <i>La localización y la magnitud de los desprendimientos</i>	454
IV.1.5.3.2. <i>Modalidades y causas de los desprendimientos</i>	458

IV.1.6. LOS MODOS DE COMBINACIÓN DE ESCARPES Y TALUDES: HACIA UNA TIPOLOGÍA DE LAS LADERAS DE LOS CAÑONES U HOCES	462
IV.1.6.1. <u>Vertientes con fuerte escarpe simple</u>	463
IV.1.6.2. <u>Vertientes escalonadas</u>	464
IV.1.6.3. <u>Vertientes degradadas (con talud rocoso y talud detrítico)</u>	466
IV.1.6.4. <u>Vertientes de “cantil-talud”</u>	467
IV.1.6.5. <u>Vertientes regularizadas</u>	467
IV.1.7. LA PRESENCIA TESTIMONIAL DE LA SEDIMENTACIÓN QUÍMICA: DEPÓSITOS TOBÁCEOS	472
IV.2. MORFOLOGÍA Y DINÁMICA DE LAS VERTIENTES DE LAS GARGANTAS Y NAVAS	476
IV.3. MORFOLOGÍA Y DINÁMICA DE LAS VERTIENTES DE LOS VALLES ABIERTOS DE LA CUENCA	477
IV.3.1. LOS COMPONENTES HEREDADOS E INACTIVOS DE LAS VERTIENTES	478
IV.3.1.1. <u>Las paleoladeras o glacia de ladera</u>	478
IV.3.1.2. <u>Significado geomorfológico de los componentes heredados</u>	480
IV.3.2. LOS COMPONENTES ACTIVOS DE LAS VERTIENTES: LAS CÁRCAVAS	481
IV.3.2.1. <u>Las cárcavas agudas de las vertientes sobre facies miocenas- arcillosas finas y sin carbonatos</u>	481
IV.3.2.2. <u>Las cárcavas redondeadas de las vertientes sobre facies miocenas areno-arcillosas gruesas ricas en carbonatos</u>	484
IV.3.2.3. <u>Las cárcavas irregulares de las vertientes sobre facies miocenas arenoso-conglomeráticas</u>	487
IV.3.2.4. <u>Significado geomorfológico de las cárcavas</u>	487
CAPITULO V. FORMAS Y FORMACIONES DE ACUMULACIÓN DETRÍTICA: DISTRIBUCIÓN Y SEDIMENTOLOGÍA	491
V.1. LAS FORMACIONES DETRÍTICAS ESTRATIFICADAS DE LA COBERTERA PLEGADA CRETÁCICA Y DEL RELENO MIOCENO	495
V.1.1. LOS CARACTERES SEDIMENTOLÓGICOS DE LA FORMACIÓN DETRÍTICA SILÍCEA DEL CRETÁCICO (FACIES UTRILLAS)	495
V.1.1.1. <u>Composición y granulometría de los conglomerados del Cretácico</u>	496
V.1.1.2. <u>Morfometría de cantos de los conglomerados del Cretácico</u>	496
V.1.2. LOS CARACTERES SEDIMENTOLÓGICOS DE LAS FACIES MIOCENAS	497
V.1.2.1. <u>El Abanico de Santa Marta</u>	499
V.1.2.1.1. <i>Composición y granulometría de las facies del abanico de Santa Marta</i>	499
V.1.2.1.2. <i>Morfometría de cantos de las facies del abanico de Santa Marta</i>	501
V.1.2.2. <u>El Abanico de Somosierra</u>	501
V.1.2.2.1. <i>Composición y granulometría de las facies del abanico de Somosierra</i>	502
V.1.2.2.2. <i>Morfometría de cantos de las facies del abanico de Somosierra</i>	502
V.1.2.3. <u>El Abanico de Riaza</u>	503
V.1.2.3.1. <i>Composición y granulometría de las facies del abanico de Riaza</i>	503
V.1.2.3.2. <i>Morfometría de cantos de las facies del abanico de Riaza</i>	505

V.2. LAS FORMAS Y FORMACIONES DE ACUMULACIÓN PREFLUVIAL Y FLUVIALES DE TRANSICIÓN	507
V.2.1. LAS ACUMULACIONES PREVIAS A LA INSTALACIÓN DE LA RED DE VALLES ACTUAL: LA RAÑA Y SUS CARACTERES SEDIMENTOLÓGICOS	507
V.2.1.1. <u>Localización y extensión de los niveles de raña</u>	507
V.2.1.2. <u>Composición y granulometría de los depósitos de raña</u>	509
V.2.1.3. <u>Morfometría de cantos en los depósitos de raña</u>	511
V.2.2. LOS NIVELES ALUVIALES DE TRANSICIÓN: LAS “TERRAZAS ALTAS”	512
V.2.2.1. <u>Localización y extensión de las terrazas altas en la cuenca</u>	513
V.2.2.2. <u>Localización y extensión de las terrazas altas en la rampa y en el macizo de Sepúlveda</u>	514
V.2.2.3. <u>Composición y granulometría de las formaciones aluviales altas</u>	515
V.2.2.4. <u>Morfometría de cantos en las formaciones aluviales altas</u>	520
V.3. LOS NIVELES DE ACUMULACIÓN ALUVIAL ESCALONADOS DEL INTERIOR DE LOS VALLES	525
V.3.1. LOS NIVELES ALUVIALES INTERMEDIOS: LAS TERRAZAS MEDIAS	525
V.3.1.1. <u>Localización y extensión de las terrazas medias en los valles abiertos de la cuenca</u>	525
V.3.1.2. <u>Localización y extensión de las terrazas medias en las hoces de la rampa y del macizo de Sepúlveda</u>	526
V.3.1.3. <u>Composición y granulometría de las formaciones aluviales intermedias</u>	528
V.3.1.4. <u>Morfometría de cantos en las formaciones aluviales intermedias</u>	534
V.3.2. LOS NIVELES ALUVIALES BAJOS: LAS TERRAZAS BAJAS	538
V.3.2.1. <u>Localización y extensión de las terrazas bajas en los valles abiertos de la cuenca</u>	538
V.3.2.2. <u>Localización y extensión de las terrazas bajas en las hoces de la rampa y del macizo de Sepúlveda</u>	540
V.3.2.3. <u>Composición y granulometría de las formaciones aluviales bajas</u>	541
V.3.2.4. <u>Morfometría de cantos en las formaciones aluviales bajas</u>	545
V.3.3. LAS FORMACIONES ALUVIALES DE FONDO DE VALLE	547
V.3.3.1. <u>Las formaciones de fondo de valle en los valles abiertos</u>	548
V.3.3.2. <u>Las formaciones de fondo de valle en las hoces o cañones</u>	555
V.3.3.3. <u>Las formaciones de fondo de valle en las gargantas y navas</u>	566
V.3.3.3.1. <i>Las características sedimentológicas del fondo de las gargantas</i>	566
V.3.3.3.2. <i>Las características sedimentológicas del fondo de las navas</i>	566
V.4. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO COMPARATIVO DE LAS FORMACIONES MIOCENAS, LA RAÑA Y LOS NIVELES DE ACUMULACIÓN FLUVIAL ESCALONADOS	567
V.4.1. LA COMPOSICIÓN LITOLÓGICA GLOBAL DE LA FRACCIÓN GRUESA	568
V.4.2. LA COMPOSICIÓN GRANULOMÉTRICA DE LA FRACCIÓN GRUESA	571
V.4.3. LA COMPOSICIÓN GRANULOMÉTRICA DE LA FRACCIÓN FINA	578
V.4.3.1. <u>La forma de las curvas acumulativas y los índices granulométricos</u>	581
V.4.4. LA MORFOMETRÍA DE LA FRACCIÓN GRUESA	586

V.5. INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE CONJUNTO: EL SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS DIFERENTES FORMACIONES DETRÍTICAS	591
V.5.1. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LA FACIES “UTRILLAS”	592
V.5.2. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS FORMACIONES DETRÍTICAS MIOCENAS	592
V.5.3. SIGNIFICADO MORFODINÁMICO DE LOS DEPÓSITOS DE RAÑA	594
V.5.4. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS FORMACIONES ALUVIALES ALTAS	596
V.5.5. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS FORMACIONES ALUVIALES INTERMEDIAS	597
V.5.6. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS FORMACIONES ALUVIALES BAJAS	598
V.5.7. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS FORMACIONES DE FONDO DE VALLE	599
 CAPITULO VI. INTERPRETACION GLOBAL DE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS VALLES	603
VI.1. EL RELIEVE PREVIO A LA INSTALACIÓN DE LA RED HIDROGRÁFICA	605
VI.1.1. LA TECTÓNICA ALPINA: LA CONSTRUCCIÓN DE LAS GRANDES MORFOESTRUCTURAS	606
VI.1.2. EL CICLO SEDIMENTARIO NEÓGENO Y SU CULMINACIÓN: LA FORMACIÓN DE LA SUPERFICIE DE COLMATACIÓN MIOCENA	607
VI.1.3. EL INICIO DE LA EXHUMACIÓN DE LOS RELIEVES DEL PIEDEMONTES Y DEL MACIZO DE SEPÚLVEDA Y LA SEDIMENTACIÓN DE LA RAÑA	608
VI.2. LA INSTALACIÓN Y EL ENCAJAMIENTO DE LOS RÍOS Y SUS CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS Y MORFOCLIMÁTICOS	612
VI.2.1. EL MARCO LITOLÓGICO INICIAL	612
VI.2.2.1. <u>La influencia de la litología a lo largo del modelado de los valles</u>	613
VI.2.3. LA INFLUENCIA TECTÓNICA	613
VI.2.3.1. <u>Controles tectónicos indirectos o pasivos</u>	613
VI.2.3.2. <u>Controles tectónicos directos o activos</u>	615
VI.2.4. LA INFLUENCIA DE LOS CLIMAS DEL CUATERNARIO	615
VI.3. LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA CUATERNARIA DE LOS VALLES ABIERTOS DE LA CUENCA SEDIMENTARIA	618
VI.3.1. LA DISIMETRÍA DE LOS VALLES EN LA CUENCA DEL DUERO: ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DE LA CUESTIÓN	619
VI.3.1.1. <u>Las interpretaciones morfoclimáticas</u>	619
VI.3.1.2. <u>Las interpretaciones morfotectónicas</u>	622
VI.3.2. EL PROCESO DE INSTALACIÓN Y EL DESPLAZAMIENTO LATERAL DE LOS RÍOS: LA DISIMETRÍA DE LOS VALLES DEL DURATÓN, SERRANO, SAN JUAN Y CASLILLA Y DEL ARROYO DE VALARTA	626
VI.3.2.1. <u>La interpretación morfoclimática del desplazamientos de los valles</u>	626
VI.3.2.1.1. <i>Las observaciones favorables a la hipótesis morfoclimática</i>	626
VI.3.2.1.2. <i>La interpretación morfoclimática</i>	627
VI.3.2.2. <u>La interpretación morfotectónica del desplazamientos de los valles</u>	631

<i>VI.3.2.2.1. Las observaciones favorables a la hipótesis morfotectónica</i>	631
<i>VI.3.2.2.2. La interpretación morfotectónica</i>	632
VI.3.2.3. <u>La disimetría de los valles a partir de una interpretación mixta</u> ..	633
VI.4. LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS VALLES DE TIPO CAÑÓN U HOZ	639
VI.4.1. LA ADAPTACIÓN DE LA RED HIDROGRÁFICA A LAS ESTRUCTURAS PLEGADAS DEL PIEDEMONTE Y DEL MACIZO DE SEPÚLVEDA	641
VI.4.1.1. <u>El trazado de los valles y el control estructural: Las observaciones de partida y antecedentes previos</u>	641
VI.4.1.2. <u>El establecimiento de los ríos en los relieves plegados del piedemonte y del macizo de Sepúlveda. La primacía del carácter epigénico de los cañones u hoces</u>	643
VI.4.1.3. <u>El proceso de encajamiento y la evolución geomorfológica de los cañones u hoces: la presencia de restos fluviales y de modelados residuales</u> ...	645
<i>VI.4.1.3.1. Los niveles de acumulación fluvial</i>	646
<i>VI.4.1.3.1. La presencia de formas erosivas de detalle: las balmas</i>	647
VI.4.2. LA INTERPRETACIÓN DE LA INSTALACIÓN Y DEL PROCESO DE ENCAJAMIENTO DE LAS HOCES DEL DURATÓN	648
VI.4.2.1. <u>La instalación o encajamiento inicial del río Duratón en el macizo calcáreo de Sepúlveda. La fosilización diferencial del macizo</u>	648
VI.4.2.2. <u>El proceso del encajamiento de las hoces del Duratón. Las interpretaciones previas: el problema del paleocauce o paleovalle</u>	650
VI.4.2.3. <u>El encajamiento y la evolución morfológica de la Hoz del Duratón</u> .	655
VI.4.3. LAS MANIFESTACIONES FRÍAS DEL CUATERNARIO Y SU INCIDENCIA EN EL MODELADO DE LAS LADERAS DE LOS CAÑONES U HOCES	658
VI.5. LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS VALLES DE TIPO GARGANTA	662
VI.5.1. EL PROCESO DE INSTALACIÓN Y ENCAJAMIENTO DE LAS GARGANTAS	662
VI.5.2. LAS MANIFESTACIONES FRÍAS DEL CUATERNARIO Y SU INCIDENCIA EN EL MODELADO DE LAS LADERAS DE LAS GARGANTAS	663
VI.6. LA IMPRONTA DE LOS PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTUALES	664
VI.6.1. LA ACCIÓN DE LA ARROYADA CONCENTRADA: EL MODELADO DE CÁRCAVAS EN LA MARGEN DERECHA DE LOS VALLES ABIERTOS EN LA CUENCA SEDIMENTARIA	665
VI.6.2. LA DINÁMICA COLUVIAL REMANENTE EN LAS HOCES Y GARGANTAS	667
VI.6.3. LA DINÁMICA FLUVIAL ACTUAL Y SUS CONSECUENCIAS EN LOS FONDOS DE VALLE.	668
BIBLIOGRAFÍA	673

AGRADECIMIENTOS

La realización de una Tesis Doctoral supone siempre un gran esfuerzo no sólo del autor, sino también de un buen número de personas, cuya colaboración es indispensable para su culminación. El tiempo transcurrido en la realización de esta Tesis, desde su inicio hasta su conclusión, ha sido de unos diez años; en este dilatado periodo de tiempo ha sido complicado y difícil mantener la ilusión de partida, ya que en determinados momentos la Tesis se ralentizó, luego se retomó, se volvió a parar, de nuevo se volvía a impulsar, y cada vez iba costando más volver a arrancar, pero gracias al apoyo moral de muchas personas finalmente se ha podido concluir el trabajo.

La gestación de esta Tesis comenzó quizás varios años antes, probablemente durante la realización de la licenciatura de Geografía e Historia. Así, recuerdo con agrado durante Tercero de carrera las salidas de campo acompañando al Profesor Antonio Guerra. Probablemente en ellas comenzó a fraguarse mi interés por el relieve, interés que se acrecentó gratamente en Cuarto y Quinto de carrera al tener como profesores a David Palacios y a Julio Muñoz en sus respectivas asignaturas de Geomorfología. Y así, poco a poco y sin darse cuenta, uno empieza a soñar “inconscientemente” con realizar en un futuro un estudio de investigación sobre el relieve de un territorio, pero ¿dónde?, lógicamente, que mejor sitio que escoger “mi pueblo”, enclavado además en un entorno de gran valor natural, donde las Hoces del Duratón son el mejor exponente. Este sueño comenzó a tomar cuerpo cuando, una vez terminada la carrera, el Profesor Dr. David Palacios me animó a realizar el doctorado y me planteó la posibilidad de realizar un proyecto de investigación o Tesina. Una vez elegida el área a trabajar: el estudio geomorfológico de dos afluentes menores del río Duratón: el Casilla y el San Juan, el Profesor Dr. David Palacios consideró conveniente, dadas las características del área y la temática a estudiar, que dicho proyecto fuera dirigido por el Profesor Dr. Julio Muñoz, y además encajaba en la temática del Proyecto de investigación “*Propuesta metodológica para el análisis y ordenación de las gargantas y cañones del centro de la Península Ibérica*”, siendo él el investigador principal. Y, una vez terminada la Tesina, y casi sin solución de continuidad, se planteó el proyecto de Tesis Doctoral, ampliando el área de estudio inicial de la tesina al conjunto de la cuenca del Duratón, asumiendo la dirección el profesor Dr. D. Julio Muñoz.

Desde estas páginas quiero expresar mi más sincero agradecimiento a las dos personas que sin duda han hecho posible que este estudio o “este sueño” se haya podido realizar. Al Profesor Dr. David Palacios no sólo por su confianza inicial, sino por mantenerla a lo largo ya de unos quince años, en los cuales su apoyo intelectual, moral y económico ha sido constante y permanente. Al Profesor Dr. Julio Muñoz por aceptar la dirección de la Tesis y, sobre todo, por el esfuerzo, la dedicación y la ilusión constante e incansable que ha mantenido y mostrado a lo largo de todos estos años en la dirección de la misma. No tengo duda de que sin sus aportaciones, ideas y sugerencias científicas, junto con su paciencia y generosidad en la corrección de la Tesis, ésta nunca se hubiera concluido.

A lo largo de estos años muchas personas han compartido conmigo algunas jornadas de campo y me han brindado su colaboración desinteresada en diferentes aspectos, a los cuales quiero expresar mi agradecimiento: a mis compañeros y amigos de promoción: Juan Carlos Serradilla, Miguel Rodríguez, Francisco Basco, Víctor Esteban, Jesús Moya...; de forma muy especial a mis innumerables primos/as, y aunque sería largo citarlos a todos/as, si quiero mencionar a David, quién “sufrió” la pesada tarea de ayudarme en muchas ocasiones con la recogida de muestras sedimentológicas, y a “Carlitos” y a José María que en muchas ocasiones me acompañaron al campo. Asimismo quiero agradecer la ayuda desinteresada y el apoyo moral a los compañeros y amigos más cercanos del Departamento: la Profesora Nuria Andrés, el Profesor Javier de Marcos, el profesor Dr. Arturo García, la Profesora Dr^a Rosa Mecha y Enrique Luengo con los que, entre otras cosas, he compartido los avatares de la realización de una tesis paralela; y más recientemente a Esperanza Muñoz, a José Úbeda y a Jesús Alcalá, siempre predisuestos en ayudar.

También, quiero mostrar de una manera muy especial mi agradecimiento a los profesores de la Universidad Nacional Autónoma de México: el Dr. José Juan Zamorano por sus valiosas indicaciones sobre cartografía, morfometría y por la realización de algunos gráficos, y el Dr. José Lugo Hubp, quien desde mi periplo mexicano, ha estado pendiente de mí. Del mismo modo agradezco al Profesor Dr. Antonio Fernández su compañía durante algunos días de trabajo de campo, en los cuales me ayudó con las labores sedimentológicas y compartió interesantes observaciones científicas. También quiero mencionar al Profesor Dr. Miguel Herrero, a quién agradezco sus observaciones sobre la cartografía y la delineación de algunas figuras. Al Profesor Dr. Fernando Moreno y a los compañeros geólogos y segovianos: el Profesor Dr. Andrés Díez y el Profesor Dr. José Francisco Martín Duque por compartir algunas observaciones interesantes y por su disponibilidad y ofrecimiento desinteresado. También me gustaría agradecer a los profesores y colaboradores con los que tuve la fortuna de coincidir y trabajar en varios proyectos: Proyecto Pace "*Permafrost and climate in Europe: climate change, mountain permafrost degradation and geotechnical hazards*" y Proyecto "*Los lahares del Volcán Popocatepetl (México): Control y prevención de riesgos*", pues desde entonces han estado interesándose y animándome a seguir con esta investigación. Asimismo me gustaría expresar mi agradecimiento a los profesores, compañeros y alumnos, en definitiva recientes amigos, que he tenido la suerte de conocer en los centros asociados de la UNED en los cuales he impartido tutorías en estos últimos años por su apoyo moral y colaboración en el último impulso de la Tesis.

También, es justo agradecer las indicaciones y aclaraciones de los guardas del Parque Natural de las Hoces del Duratón, sobre todo, con los que coincidí durante las jornadas de campo, en particular, durante el mes de octubre de 1997 donde tuve la suerte de recorrer y disfrutar de este hermoso paraje natural.

Finalmente y en un lugar muy destacado agradezco -cómo no- a los vecinos y amigos de Vellosillo "mi pueblo", por el apoyo y el interés que siempre han mostrado en este estudio.

Esta investigación ha contado también con el apoyo de varias instituciones a las cuales quiero expresar mi gratitud y reconocimiento. Al Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física por aceptar la inscripción de esta Tesis dentro de su Programa de Doctorado, y al Personal de dicho Departamento, haciéndolo extensible también al del Departamento de Geografía Humana, por el afecto que siempre han mostrado hacia mí, y además a ellos debo mi formación como geógrafo. Formación que complete con la realización de varios cursos de doctorado en el Departamento de Geografía de la Universidad Autónoma de Madrid y en el Centro de Ciencias Medioambientales del Consejo Superior de Investigaciones Científicas. A la Fundación de CajaMadrid, quién me concedió una beca (tipo Doctoral B -Área de protección del Medio Ambiente-) con la que pudimos arrancar y desarrollar buena parte de este trabajo de investigación. Al Parque Natural de las Hoces del río Duratón, en la persona de Francisco J. Sánchez Aguado, por los permisos concedidos para transitar por su interior y por el apoyo logístico y facilidades recibidas en todo momento. Al Servicio de Ordenación del Territorio de la Junta de Castilla y León, en la persona del Jefe de Sección de Cartografía D. José Manuel Fernández Delgado, quién nos proporciono diverso material cartográfico.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

I. 1. LOCALIZACIÓN Y DELIMITACIÓN DEL AREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende el territorio drenado por los ríos que integran la cuenca alta del río Duratón y se localiza a los pies de los relieves montañosos del borde nor-oriental del Sistema Central. En conjunto el territorio vertiente a este río se define como una subcuenca de moderada extensión integrada en la cuenca hidrográfica del Duero, está situado en el SE de la Comunidad Autónoma de Castilla y León, y, dentro de ella, engloba la parte centro-oriental de la provincia de Segovia y el extremo suroriental de la de Valladolid, donde el río Duratón vierte sus aguas al río Duero a la altura de la localidad de Peñafiel tras un trayecto de 118,3 km. Concretamente, la cuenca alta del Duratón abarca la superficie vertiente de forma directa al citado río ubicada aguas arriba del embalse de Burgomillodo, junto con la drenada hacia él por sus afluentes el Serrano, el Cerezuelo, el Caslilla y el San Juan, desarrollándose mayoritariamente dentro del ámbito de la cuenca sedimentaria del Duero y en menor medida en los relieves montañosos de Somosierra, donde se emplazan las cabeceras de todos los cursos fluviales indicados, y en el piedemonte de éstos (Fig. I.1).

Conviene aclarar previamente qué se entiende por Somosierra, ya que este topónimo tiene unos límites territoriales imprecisos con la Sierra de Guadarrama y con la Sierra de Ayllón. Tradicionalmente, los límites de la unidad orográfica denominada Somosierra abarcaban un territorio mucho mayor que en la actualidad. En la Descripción Física y Geológica de la provincia de Segovia realizada por CORTAZAR (1891) en la Somosierra se incluían desde los altos de San Benito, al E, hasta el puerto de Linera-puerto de Navafría, al W, pero al menos desde mediados del siglo XX la extensión de Somosierra se ha reducido. Así, en algunos mapas topográficos -como, por ejemplo, el Mapa Topográfico del Servicio Geográfico del Ejército a escala 1:200.000 realizado en 1968 y actualizado en 1975- su área se mantiene en su parte oriental (a levante del puerto de Somosierra), pero a poniente de éste disminuye al situar su límite en el cerro de Colgadizos en el término de Prádena. Incluso en la actualidad con el término de Somosierra se hace referencia tan sólo al conjunto de relieves que bordea las inmediaciones del puerto del mismo nombre (MUÑOZ JIMÉNEZ y SANZ HERRÁIZ, 1995). Manteniendo no obstante los límites tradicionales, la Somosierra incluye las unidades de relieve que, de Oeste a Este, se citan a continuación y en las que se localizan las cabeceras de los ríos que conforman la red del Duratón.

Hacia el W, como se ha dicho, el límite de Somosierra con la sierra de Guadarrama de forma tradicional se ha situado en el cerro de Colgadizos, a 1834 metros, posiblemente porque a partir de esta cota, la alineación de la sierra pierde altura bruscamente, unos 200 m, para descender al puerto; es precisamente en este sector de transición entre el extremo más oriental de Guadarrama y la Somosierra propiamente dicha donde tienen su cabecera los ríos San Juan y Caslilla. El nacimiento del río San Juan se localiza en las laderas del tramo de sierra desarrollado entre el cerro de Colgadizos (1834 m) y el de Peña Quemada

(1832 m), a cuyos pies se extiende la rampa de Prádena. Por su parte, el río Caslilla tiene su cabecera en los relieves inmediatos al puerto de Somosierra, que rara vez sobrepasan 1650 m (Cerro de los Llanos, 1663 m).

Al E de este puerto, de 1.444 m de altura, se levanta de forma enérgica la denominada Sierra Cebollera, que culmina en el pico de Tres Provincias o Peña Cebollera (2.128 m) y domina la rampa de Cerezo de Abajo; en el conjunto de torrentes y arroyos que, dentro de la provincia de Madrid, descienden de las laderas de esta sierra (arroyo del Caño o Regajo del Oso, arroyo de la Peña del Chorro, Arroyo de las Pedrizas) tiene su origen el río Duratón, que en su tramo serrano inicial es denominado río del Puerto. Desde el citado pico de Tres Provincias se extiende la elevada Cuerda de la Pinilla que se prolonga hasta el cerro de Calamorro de San Benito (1.867 m), donde se sitúa la divisoria entre el río Serrano, afluente al Duratón, y el río Riaza. La línea de cumbres de esta Cuerda mantiene alturas casi siempre por encima de los 2.000 metros, culminando en el pico del Lobo o Alto de las Mesas, a 2.272 m, desde cuyas cumbres se domina la rampa de Cerezo de Arriba y Riaza; en ella, que actualmente se tiende a incluir dentro de la Sierra de Ayllón (BULLÓN MATA y SANZ HERRÁIZ, 1977; ARENILLAS PARRA *et al.*, 1988; MUÑOZ JIMÉNEZ y SANZ HERRÁIZ, 1995), se emplazan las cabeceras del Cerezuelo y del Serrano. Entre el pico de Tres Provincias y el pico del Lobo se establece la del Cerezuelo, integrada por el tramo inicial del mismo junto con los arroyos de la Garganta, de la Buitrera y de los Chorrillos. Por su parte, entre el pico del Lobo y los cerros del Aventadero (2.002 m) y Calamorro de San Benito (1.867 m) se emplaza la cabecera del Serrano, constituida por este río y por los arroyos de San Benito y de Valseco.

Puede decirse pues que, utilizando los límites geográficos tradicionales, la cabecera o parte alta de la cuenca del Duratón queda prácticamente en su totalidad incluida en los relieves de Somosierra; sólo una pequeña porción, correspondiente al nacimiento del río San Juan, se sitúa en la transición con el Guadarrama oriental.

A los pies de las laderas noroccidentales de las montañas a que se ha hecho referencia se extiende el vasto territorio objeto propiamente dicho de este trabajo, el cual no es homogéneo sino que está integrado por varias y bien diferenciadas unidades morfoestructurales y fisiográficas. Así, el río Duratón y sus afluentes, al salir de las vertientes montañosas que los sirven de cabecera, excavan sus valles -siguiendo un rumbo fundamental de SE a NW- sobre el piedemonte de Somosierra y sobre las campiñas del sector suroriental de la depresión del Duero, bruscamente interrumpidas por los relieves calcáreos del Macizo de Sepúlveda y de la Serrezuela de Pradales. Es precisamente la diversidad litológica y la compleja disposición tectónica que en estos ámbitos se registra lo que confiere al territorio estudiado un paisaje geomorfológico muy rico y contrastado, dentro del que la configuración de los valles se manifiesta como uno de los más relevantes factores de caracterización y diferenciación del relieve.

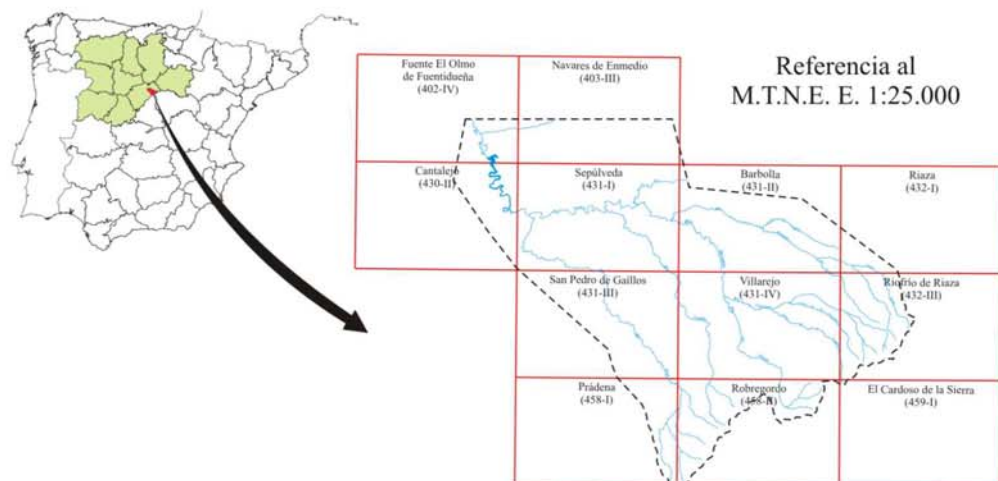
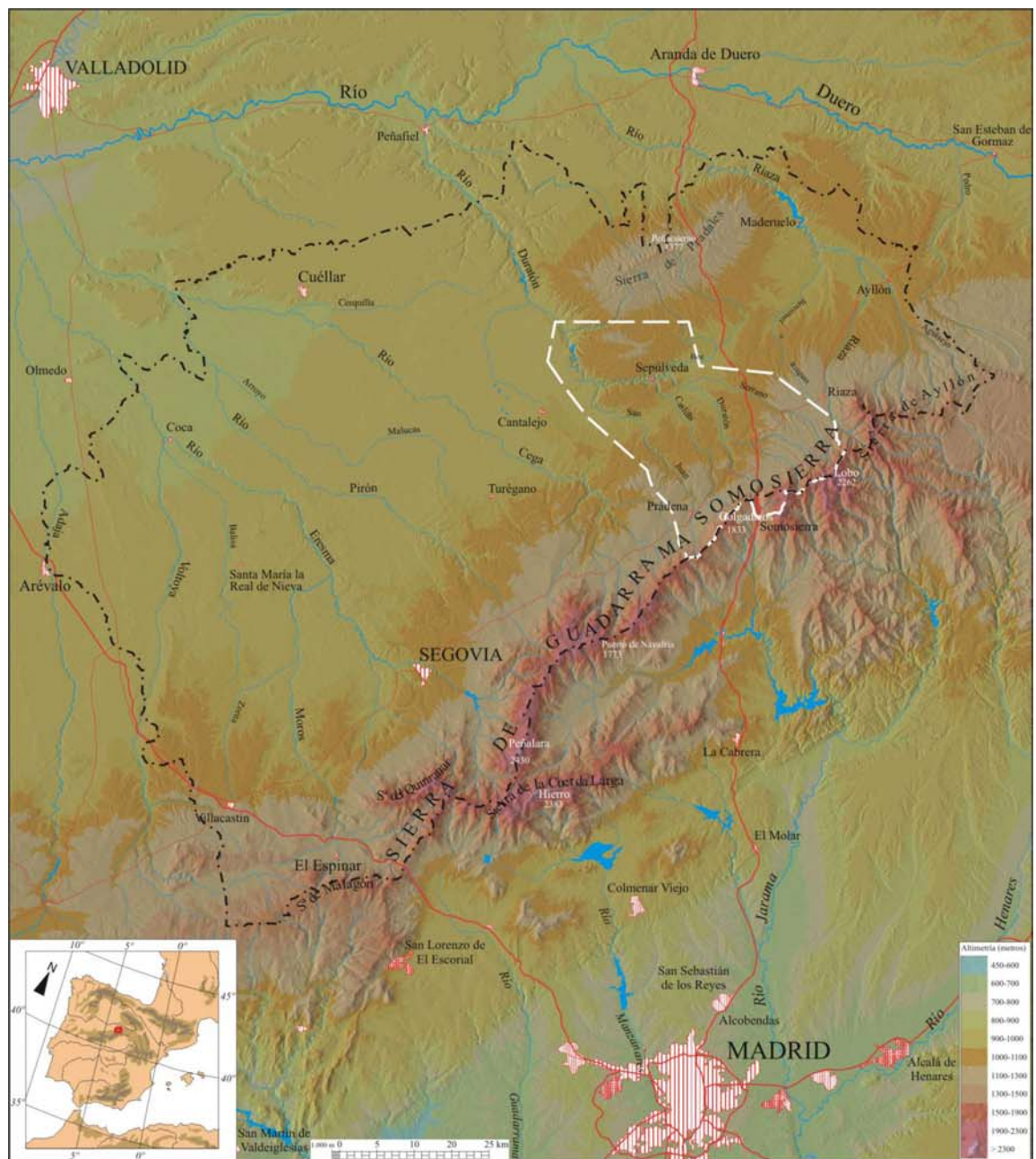


Fig. I.I. Localización del área de estudio

Este territorio, que -incluyendo el ámbito correspondiente a la Sierra- comprende una superficie de 664 km² y de 559,7 km² -si se lo excluye-, queda enmarcado entre las siguientes coordenadas geográficas: 41°22' y 41°05' de latitud Norte; 3°55' y 3°27' de longitud Oeste. Dentro del indicado marco, el límite septentrional corresponde al cauce del arroyo del Valle de Tabladillo, que con una dirección ENE-WSW drena al río Duratón unos dos kilómetros aguas arriba del pantano de Burgomillodo; el límite occidental se establece en los relieves que forman la divisoria de aguas con la cuenca del río Cega; y, del mismo modo, el límite oriental lo marca la divisoria con la cuenca del río Riaza; finalmente el límite Sur queda definido por la línea de cumbres de las montañas ya citadas en las que tienen su cabecera el río Duratón y sus afluentes. No obstante, en el estudio geomorfológico efectuado se ha excluido el área de montaña del borde meridional, de modo que el límite Sur propiamente dicho es la línea que, uniendo las poblaciones de Prádena y Riaza, marca el final de las laderas de la sierra y el inicio del piedemonte.

Desde un punto de vista cartográfico, el territorio analizado incluye parcialmente las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1: 50.000 números 402 (Olombrada), 403 (Maderuelo), 430 (Cantalejo), 431 (Sepúlveda), 432 (Riaza) y 458 (Prádena).

I.2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

I.2.1. ELECCIÓN DEL ÁREA Y PLANTEAMIENTO GENERAL DE LA INVESTIGACIÓN

El relieve constituye la articulación básica de los espacios terrestres (MARTÍNEZ DE PISÓN, 1982) y, partiendo de esta concepción, el trabajo se ha planteado con la finalidad de conocer la organización del relieve del territorio que se acaba de encuadrar y delimitar: un territorio en cuyo modelado el río Duratón y sus afluentes parecen haber desempeñado un papel protagonista.

La elección de este ámbito territorial se justifica, además de por motivos de carácter personal -que se han puesto de manifiesto en los agradecimientos-, por su alto interés geomorfológico, derivado en principio de su localización en un área de contacto o de enlace entre un zócalo levantado, una cobertera deformada y una cuenca sedimentaria. Se trata en concreto de un área de contacto entre el borde Norte del Sistema Central Español y la Depresión o Cuenca sedimentaria del Duero, que tiene la particularidad de que el relieve de ésta se encuentra bruscamente interrumpido por un conjunto montañoso menor, el Macizo de Monterrubio. Dicho macizo está constituido por dos unidades: la Serrezuela o Sierra de Pradales y el macizo calcáreo de Sepúlveda, en el cual el río Duratón ha excavado un singular y espectacular cañón. A pesar de su evidente interés geomorfológico este complejo ámbito de contacto no ha sido objeto hasta el presente de un estudio

detallado en el que se haya intentado definir y explicar los elementos del relieve de las unidades señaladas y sus relaciones, ya que los trabajos realizados hasta ahora se han centrado de forma separada en alguna de dichas unidades.

Además, el reconocimiento general del relieve pone enseguida de manifiesto varios hechos de índole más particular que hacen sumamente interesante el análisis de este territorio:

a) En primer lugar, llama poderosamente la atención la cambiante morfología de los valles, a lo largo de los cuales se suceden de forma reiterada tramos de garganta, valles abiertos, cañones estrechos y cañones más o menos amplios. Se plantea así como tema de análisis la valoración de en qué medida este modelado tan peculiar constituye la respuesta diferencial de la morfogénesis fluvial y de la dinámica de laderas al actuar en un ámbito caracterizado por una excepcional diversidad fisiográfica, litológica y morfoestructural.

b) En segundo lugar, es particularmente significativa la marcada y sistemática disimetría transversal de los valles en sus tramos excavados en la cuenca sedimentaria. Dicha disimetría parece relacionarse con un sostenido desplazamiento del cauce de los ríos hacia una de sus márgenes, como resultado del cual aparecen complejos y tendidos sistema de terrazas en una de las vertientes, mientras que en la opuesta se mantienen pendientes vigorosas y se registra un activo modelado de cárcavas. Esta dinámica geomorfológica sólo se observa cuando los cursos de agua atraviesan las formaciones blandas y deleznales de la estrecha cuenca terciaria, estando ausente o muy poco activa cuando dichos cursos se encajan en las formaciones duras y resistentes de las otras unidades morfoestructurales. Resulta así de gran interés, no solo describir y medir con precisión esta disimetría y el desplazamiento lateral de los valles, sino también relacionar su génesis con factores climáticos y/o tectónicos en función de las evidencias de campo y teniendo muy presente la bibliografía existente sobre esta temática (bastante debatida y acerca de la cual existen diversos argumentos e interpretaciones).

c) Y en tercer lugar, el importante conjunto de cañones u hoces modelados por el Duratón y algunos de sus afluentes al encajarse sobre las rocas calcáreas que afloran en el piedemonte de Somosierra y en el macizo de Sepúlveda, presenta toda una serie de temas geomorfológicos no resueltos relacionados básicamente con las condiciones en las que comenzaron a modelarse y se desarrolló su encajamiento, así como con las causas de la sinuosidad de su trazado. Desde esta perspectiva y dentro del territorio cuyo estudio se plantea se ha intentado explicar la formación de las Hoces del Duratón (BULLÓN MATA *et al.*, 1978; ERASO *et al.*, 1980; DIEZ HERRERO *et al.*, 1996) y también la del cañón del río San Juan en su tramo de las Castroseñas (MORENO SANZ, 1988), aunque han quedado dudas y aspectos que precisar. Estos temas referentes al

encajamiento de los cañones u hoces adquieren un nuevo interés como consecuencia del descubrimiento, gracias a un exhaustivo trabajo de campo, de toda una serie de niveles de acumulación fluvial acogidos en las paredes de estos valles. Ello permite plantear una nueva interpretación de la evolución de los mismos y precisar en qué medida las condiciones en las que se produjo el encajamiento fueron similares en el piedemonte y en el macizo de Sepúlveda. Y hace posible así mismo analizar si el modelado de detalle que presentan las laderas de los cañones (cuevas, abrigos o balmas, rellanos estructurales, rellanos fluviales, escarpes, taludes) puede relacionarse con las etapas o fases de encajamiento.

Todos estos hechos y observaciones, que saltan a la vista desde el primer reconocimiento de campo, suscitan toda una serie de interrogantes, algunos generales y otros más particulares, que sirven de guía este trabajo de investigación. Así, en las páginas que siguen se intenta dar respuesta, partiendo de los análisis realizados en el área de estudio, a cuestiones como: ¿de qué modo y en qué medida influyen las condiciones morfoestructurales y morfolitológicas en el modelado y la evolución de los valles fluviales?, ¿en qué medida la tectónica y la litología controlan el trazado y la morfología de los valles dentro de los diferentes ámbitos morfoestructurales?, ¿cómo han afectado los sucesivos ambientes paleoclimáticos cuaternarios al sistema de modelado durante el encajamiento de los valles?, ¿cuál ha sido la influencia del clima actual y de los paleoclimas en la configuración morfológica final de los valles excavados en un piedemonte metamórfico, en una campiña miocena y en unos macizos calcáreos? o ¿ha respondido de forma similar o distinta la hidrodinámica fluvial en cada tipo de valle?.

El planteamiento de toda esta serie de interrogantes o cuestiones sobre la problemática geomorfológica general y particular del territorio estudiado permite fijar los objetivos finales de la investigación, así como definir y establecer toda una serie de objetivos parciales. La consecución de estos últimos y su interpretación se considera el camino más adecuado para resolver los problemas geomorfológicos fundamentales y dar una explicación coherente y global a la organización y evolución del relieve en el territorio estudiado, generalizable en mayor o menor medida a áreas de características y encuadre similares.

I.2.2. OBJETIVOS CONCRETOS DE LA INVESTIGACIÓN

El objeto central de este trabajo de investigación es el estudio geomorfológico global de los valles de los ríos Duratón, Serrano, Cerezuelo, Caslilla y San Juan dentro del territorio anteriormente delimitado. Ello implica describir y explicar las formas de modelado que los caracterizan e interpretar finalmente su encajamiento y su evolución morfogenética a lo

largo del Cuaternario. La consecución de este objetivo central o general se basa en los resultados de una serie de estudios o análisis parciales, entre los que se encuentran:

- 1) La agrupación de las rocas aflorantes en “complejos o unidades morfolíticas”, según la trascendencia geomorfológica de cada una de ellas (o de sus asociaciones) y su influencia sobre los procesos modeladores del relieve, y la definición de los diferentes tramos de valle en relación con dicha influencia y con su trazado sobre los indicados “complejos o unidades”.
- 2) El reconocimiento de las variantes morfométricas y morfológicas de vertientes, fondo y lecho en los tramos de valle modelados sobre diferentes complejos morfolíticos.
- 3) La definición y diferenciación de los elementos morfológicos heredados y los relacionados con la morfogénesis reciente y actual; es decir, el establecimiento de la extensión y el significado geomorfológico de las formas de modelado (erosivas o deposicionales) relacionadas con las fases frías pleistocenas en comparación con las vinculadas con los procesos actualmente funcionales.
- 4) La interpretación de la génesis de los valles desde el Plioceno hasta el final del Pleistoceno y la reconstrucción de la morfología de los diferentes tramos de valle al comenzar la actualidad geomorfológica (Holoceno).
- 5) La definición y evaluación de la morfogénesis post-pleistocena en los diferentes tramos de valle y la interpretación de la evolución geomorfológica reciente de éstos.

El desarrollo de estos cinco pasos metodológicos (que implica la consecución de otros tantos objetivos parciales) se apoya, como pilar fundamental, en el levantamiento de una cartografía geomorfológica detallada en la que se plasman todos los elementos y formas de relieve compatibles con el nivel de resolución de las escalas utilizadas. Puede decirse que la formación de una cartografía geomorfológica del territorio incluido en el sector seleccionado de la cuenca del Duratón constituye en sí mismo un objetivo prioritario del estudio, no sólo por el interés y el tiempo dedicado en su elaboración, sino porque el análisis e interpretación de los mapas obtenidos permite dar respuesta a buena parte de los interrogantes y cuestiones planteadas.

Para acceder al objetivo fundamental propuesto, el presente trabajo se organiza en seis apartados principales, cada uno de los cuales se divide a su vez en varios capítulos. En ellos se establecen y evalúan de forma pormenorizada los factores y procesos que, actuando sincrónica o diacrónicamente, han intervenido en el modelado del conjunto de valles articulados en torno al Duratón.

En el apartado I, dividido en tres capítulos, se exponen –tras realizar la presentación y delimitación del área de estudio- el planteamiento y los objetivos de la investigación, así como la metodología utilizada para abordar los objetivos marcados, y se efectúa la descripción general de las unidades de relieve, estableciendo sus características altimétricas y clinométricas. En él se presentan también los ejes fluviales, analizando las variables morfométricas de sus cauces y diferenciando los diferentes tramos de valle que han modelado a lo largo de su recorrido por el ámbito delimitado.

El apartado II se centra en el estudio de la estructura geológica y de la organización morfoestructural del territorio. Está dividido igualmente en tres capítulos, los dos primeros de los cuales tienen como objeto enmarcar la cuenca hidrográfica del Duratón dentro de su contexto litoestructural y geomorfológico regional. En ellos se analiza la estructura geológica en la que el citado río y sus afluentes abren sus valles, estableciendo, por un lado, las características litoestratigráficas de los materiales aflorantes y, por otro, la disposición tectónica que éstos presentan. Los resultados de este análisis se plasman en un Mapa Geológico realizado a escala 1: 50.000, en el que se incluye el sector montañoso de Somosierra donde estos ríos tienen su cabecera. En el tercer capítulo se abordan la definición y análisis de las unidades morfoestructurales o morfosedimentarias, cuyos resultados se exponen en un Mapa Geomorfológico, también a escala 1:50.000, donde se recoge la morfología de detalle de los sectores de las unidades diferenciadas que son recorridas por los ríos de la red del Duratón. En este documento cartográfico ya no se incluye el área serrana, puesto que el interés fundamental ha sido analizar los valles a partir de su salida al piedemonte.

El apartado III, cuyo objeto es la descripción general y la interpretación del modelado de los valles, se ha dividido a su vez en dos grandes capítulos. En el primero se analiza el significado geomorfológico de cada uno de los componentes del roquedo aflorante y se aprecia su influencia en el modelado de los distintos tramos fluviales hasta llegar a definir una serie de complejos morfolitológicos, a cada uno de los cuales le corresponde una determinada forma de valle. Y en el segundo se aborda la descripción detallada y el análisis de los tramos de valle diferenciados en función de los factores morfolitológicos: los de tipo cañón u hoz, los de tipo garganta, los de tipo nava y los valles abiertos. Se ha dedicado especial atención a los tramos correspondientes al primero de estos tipos, planteando la diferenciación entre cañones abiertos y cañones estrechos y dando un tratamiento especial a las Hoces del río Duratón y la hoz-combe de Sepúlveda; también los valles abiertos modelados en la cuenca sedimentaria se han estudiado con detalle, estableciendo las dimensiones de su marcada disimetría. En todo caso, el estudio de cada tipo de valle se centra en dos aspectos fundamentales: la estructura tectónica particular en la que se modela (para lo cual se han realizado una serie de cortes geológicos perpendiculares a su trazado) y la configuración morfológica, morfográfica y morfométrica de sus elementos básicos (vertientes o laderas y fondo).

El apartado IV, dividido en tres capítulos, está dedicado al estudio de la morfodinámica de las laderas de los valles con el objeto de apreciar en qué medida son resultado de procesos desarrollados en el pasado y en qué medida responden a acciones geomorfológicas recientes o actuales. Al igual que en el apartado anterior, especial relevancia se ha dado al estudio de los elementos que caracterizan a las paredes de las hoces o cañones (las altas laderas de transición, los rellanos estructurales, las crestas o “picozos”, los escarpes y su modelado kárstico de detalle, los abrigos o balmas, los taludes de derrubios, los desprendimientos y los depósitos tobáceos), así como al análisis de los que muestran una mayor actividad en las vertientes de los valles abiertos (en especial las cárcavas).

El apartado V está dedicado al tratamiento sedimentológico de las formas y formaciones de acumulación detrítica. Aunque se ha dedicado una especial atención a la sedimentación de carácter fluvial, se han analizado también las formaciones detríticas que han sido o han podido ser una fuente importante de alimentación de la carga de los ríos. En los tres primeros capítulos -de los cinco de que consta el apartado- se establece la distribución y se definen los caracteres sedimentológicos del conjunto de los depósitos detríticos existentes en el área de estudio, llegando a su clasificación en “formaciones detríticas estratificadas de la cobertera plegada cretácica y del relleno mioceno”, “formaciones de acumulación prefluvial (raña) y fluviales de transición” y “niveles de acumulación aluvial escalonados del interior de los valles”. En el capítulo cuarto se realiza un estudio comparativo de los depósitos que se acaban de citar, referido a la composición litológica y granulométrica de las fracciones gruesa y fina, así como a los caracteres morfométricos de los cantos. Y en el capítulo quinto se interpreta, a partir de los datos aportados por la sedimentología, el significado geomorfológico o morfodinámico de cada grupo detrítico analizado, con la finalidad de inferir las condiciones ambientales e hidrodinámicas en las que pudieron transportarse y acumularse.

Finalmente, en el apartado VI se pretende -a partir de la integración de las informaciones sectoriales obtenidas en cada uno de los cinco apartados anteriores- llevar a cabo una síntesis que permita alcanzar una interpretación global de la evolución geomorfológica de los valles del Duratón y sus afluentes desde los tiempos finales del Terciario hasta los momentos actuales. Dicha síntesis se ha organizado en tres capítulos: en el primero se trata de esbozar el relieve previo a la instalación de la red hidrográfica; en el segundo se exponen los condicionantes que han controlado en mayor o menor medida la evolución y la morfología de los valles (influencia litológica, manifestaciones morfoclimáticas en relación con la alternancia de los climas del cuaternario, influencia de la estructura y dinámica tectónica, etc); y en el tercero y último capítulo se realiza, teniendo en cuenta estos factores, una interpretación del modelado final de los valles en cada una de las unidades morfoestructurales.

I.2.3. LA METODOLOGÍA DE TRABAJO

El método de trabajo seleccionado consiste básicamente en el reconocimiento y la descripción pormenorizada de los elementos del paisaje geomorfológico actual, en la determinación precisa de su distribución espacial y en la interpretación o reconstrucción del modelado del relieve.

Según GONZÁLEZ GUTIÉRREZ (2002), la metodología empleada en cualquier trabajo de índole geomorfológica puede dividirse en dos partes: una general, que incluye, entre otras tareas básicas, la revisión bibliográfica, el trabajo de campo y la fotointerpretación; y otra específica, que comprende la utilización de técnicas y métodos concretos conforme a la temática y a los aspectos que se aborden en cada estudio. En el presente trabajo esta metodología específica consiste en la confección de mapas temáticos a diferentes escalas, en la elaboración de cortes geológicos y geomorfológicos, en el análisis de la red fluvial (aunque sólo se incluye la elaboración de perfiles longitudinales de los ríos y la determinación de la forma de los cauces, mediante el calculo del índice de sinuosidad) y en el análisis sedimentológico de las formaciones detríticas (principalmente de los aluviones depositados por los ríos).

I.2.3.1. La revisión bibliográfica

Como es normal cuando se aborda cualquier trabajo de investigación de carácter geográfico, se ha recopilado y revisado toda la bibliografía referente al área de estudio y también sobre áreas próximas, así como la que trata de los diferentes aspectos temáticos o metodológicos seleccionados para su análisis. En concreto, se ha realizado una completa revisión de las obras de carácter general, tesis, artículos de revista, comunicaciones y mapas relacionados en mayor o menor medida con el ámbito y los objetivos propuestos, lo que ha permitido apreciar que las investigaciones de carácter estrictamente geomorfológico son las que representan un menor número dentro del conjunto de los trabajos publicados.

La mayor parte de las obras que se han podido consultar son de carácter geológico y se refieren básicamente al sector montañoso donde el Duratón y sus afluentes tienen su cabecera, destacando la abundante bibliografía sobre los aspectos litológicos y tectónicos relacionados con la deformación hercínica; también el conocimiento de la tectónica Alpina del Sistema Central y de sus consecuencias en la Sierra de Guadarrama y en Somosierra ha sido objeto recientemente de un buen número de investigaciones. Fuera del ámbito de la sierra, destacan las aportaciones referidas a las características litoestratigráficas de las rocas cretácicas, a la constitución geológica del Macizo de Monterrubio y a las características sedimentológicas de los mantos de arena de la Tierra de Pinares. Por el contrario, apenas

han llamado la atención las facies miocenas de este sector marginal de la cuenca del Duero, aunque en áreas próximas tanto al Norte como al Oeste, los estudios son más abundantes.

Como se acaba de señalar, los aspectos geomorfológicos concretos del área de estudio - que son los que más interesan como punto de partida para la investigación propuesta en este trabajo- han sido tratados de manera más aislada y dispersa: las investigaciones realizadas desde esta perspectiva son más escasas y tienen un desigual reparto espacial, aunque se cuenta con publicaciones relativamente numerosas acerca de áreas adyacentes que tienen un gran valor para entender el contexto general en el que se ubica el territorio estudiado. Así, mientras que desde un punto de vista geológico este sector nororiental del Sistema Central Español ha sido tratado de forma profusa, no ocurre lo mismo desde un enfoque estrictamente geomorfológico.

Un mayor número de investigaciones se han realizado y publicado sobre el piedemonte del indicado ámbito de montaña, destacando los estudios centrados en la organización morfoestructural, en el relieve kárstico y en la problemática geomorfológica de la raña. El Macizo de Monterrubio, por su parte, ha sido objeto de varios trabajos geomorfológicos, referentes unos a La Serrezuela o Sierra de Pradales y otros al Macizo de Sepúlveda con especial interés en las Hoces del Duratón (buscando varios de ellos resolver el problema del encajamiento de este río y su relación con los procesos kársticos). En cambio, la campiña miocena incluida en el área de estudio, pese a presentar un modelado singular marcado por la disimetría de los valles y la presencia de un rico y activo modelado de cárcavas, parece haber pasado prácticamente desapercibida hasta época muy reciente, lo que contrasta con la más abundante bibliografía existente acerca la campiña situada al W (subfosa de Santa María la Real de Nieva, drenada por el río Eresma), que tiene una problemática geomorfológica similar. Finalmente, varios artículos recientes sobre los mantos arenosos de la Tierra de Pinares han contribuido a un mejor conocimiento de esta peculiar unidad morfosedimentaria que alcanza el borde occidental del territorio investigado.

La relación completa de las obras consultadas se presenta, al final, en la Bibliografía y dentro del texto, en el pasaje oportuno, se hacen las citas específicas a cada una de ellas.

I.2.3.2. El trabajo de campo

Durante el tiempo de elaboración del estudio se ha realizado un detallado trabajo de campo, que ha sido clave en el reconocimiento y localización de los elementos geomorfológicos y ha servido inicialmente de base para la definición y clasificación de las formas y formaciones que se han cartografiado a la escala elegida. Así mismo, durante los recorridos o las salidas las observaciones visuales se han acompañado con el levantamiento

de perfiles o secciones transversales a los valles donde quedan reflejadas las características morfométricas y morfológicas de sus vertientes y su fondo. Esto ha sido fundamental para poder reconocer el complejo sistema de terrazas desarrollado en los tramos de valle abierto, o para descubrir, localizar y agrupar los distintos niveles de acumulación fluvial existentes en las Hoces del Duratón. Se han realizado también diversas campañas de campo con el objetivo de buscar estaciones de análisis de los depósitos detríticos y recoger muestras para su análisis sedimentológico.

I.2.3.3. La fotointerpretación

La fotointerpretación ha constituido una herramienta de investigación de particular importancia, ya que ha permitido conectar el reconocimiento del área de estudio con el trabajo de gabinete, ha posibilitado una visión global de los fenómenos y formas y, sobre todo, ha sido un apoyo básico en la ejecución de la mayor parte de la cartografía (GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, 2002). Concretamente, se ha utilizado de forma general la cobertura de foto aérea a escala 1:18.000 del Vuelo Nacional realizado en los años 1977 y 1978 por el Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo y el Instituto de Reforma y Desarrollo Agrario (MOPU-IRYDA, 1977-78). De forma complementaria se han utilizado también los fotogramas estereoscópicos a escala 1:33.000 correspondientes al “Vuelo Americano” de 1956 y 1957 (SERVICIO GEOGRÁFICO DEL EJÉRCITO, 1956-57) y a escala 1:30.000 del Vuelo Nacional de IGN (INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL, 1983), así como las fotografías aéreas a escala 1:70.000 del Vuelo Autónomo de Castilla y León (JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN, 1987).

I.2.3.4. La utilización de técnicas y métodos de análisis específicos

I.2.3.4.1. La representación cartográfica

La elaboración de mapas temáticos a diversas escalas constituye, como se ha dicho, uno de los fundamentos principales de este trabajo de investigación. Se han realizado en concreto un mapa geológico a escala 1/50.000 y varios mapas geomorfológicos detallados a escala 1/50.000 y 1/10.000. También, la elaboración de modelos digitales del terreno (MDTs) ha permitido obtener representaciones tridimensionales del relieve, así como producir mapas derivados (referentes a altimetría, pendientes, orientaciones, etc).

I.2.3.4.1.1. La cartografía geológica.

La confección del mapa geológico se ha llevado a cabo mediante la fusión de las hojas del Mapa Geológico de España (ITGME) a escala 1:50.000 que cubren el territorio

estudiado. En este mapa se ha incluido el ámbito de la sierra con la finalidad de disponer de información de las características litológicas del área de cabecera de los valles objeto de estudio. Para su diseño gráfico se han seleccionado diversas tramas y símbolos con el objeto de resaltar mejor las características litológicas de los afloramientos.

I.2.3.4.1.2. La cartografía geomorfológica

Como se ha dicho, la plasmación cartográfica de las formas del relieve en mapas geomorfológicos detallados a diferentes escalas ha constituido una de las labores más importantes de la investigación, ya que se ha planteado como un instrumento básico para la catalogación y localización de los elementos del modelado de cuya lectura se puede deducir la naturaleza y la evolución geomorfológica de los valles objeto de estudio. La formación de estos mapas se ha realizado a escala 1/50.000 para cartografiar el conjunto del territorio y a escala 1/10.000 para aquellas áreas que presentan un alto interés y una especial riqueza geomorfológica, tal como ocurre con las Hoces del Duratón. También se han realizado algunos croquis geomorfológicos de gran detalle de otros tramos de cañón (cañón de Casla y Hoz-combe de Sepúlveda).

En concreto, además de los croquis geomorfológicos señalados, la cartografía geomorfológica realizada en este trabajo comprende básicamente dos mapas: el Mapa geomorfológico del piedemonte Norte de Somosierra-cuenca del río Duratón (Segovia) a escala 1:50.000 y el Mapa geomorfológico de las Hoces del Río Duratón a escala 1:10.000. La confección de estos mapas geomorfológicos ha constituido una labor compleja y ardua en la que se han seguido varias fases o etapas tendiendo a adaptarse a lo prescrito en la “Leyenda para mapas geomorfológicos a escala 1:25.000 y 1:50.000” (PEÑA *et al.*, 1997).

A) Realización de la minuta geomorfológica base

La formación de la minuta se ha fundado básicamente en la labor de fotointerpretación, que ha sido llevada a cabo utilizando estereoscopio de espejos modelo *TopCon*, junto con el trabajo de campo correspondiente.

Para la formación del mapa geomorfológico a escala 1:50.000, la información resultante de la interpretación de las fotografías aéreas y del reconocimiento de campo se ha trasvasado a una base topográfica a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional, utilizando para ello un restituidor o “cámara clara”. Puede decirse en consecuencia que la información geomorfológica obtenida y expuesta está realmente a escala 1:25.000, si bien, por razones de economía y comodidad, en la presentación final del mapa su tamaño se ha reducido a escala 1:50.000, manteniendo su nivel de resolución.

Por su parte, en la confección del mapa geomorfológico de las Hoces del Duratón, la información de campo se ha pasado directamente a una serie de ortofotos a escala 1:5.000 correspondientes al área realizadas por el Ministerio de Economía y Hacienda en 1989 (CENTRO DE GESTIÓN CATASTRAL Y COOPERACIÓN TRIBUTARIA DEL MINISTERIO DE ECONOMIA Y HACIENDA, 1989). Con ello se ha obtenido una minuta geomorfológica preliminar, la cual se ha completado y ajustado con la información proporcionada por las propias ortofotos, dada su alta resolución. Así, por ejemplo, la cartografía de los elementos lineales (escarpes rocosos, banales, etc.), se ha realizado directamente a partir de estas imágenes georreferenciadas.

En ambos casos se han obtenido las minutas geomorfológicas correspondientes, las cuales posteriormente se han digitalizado y se han diseñado gráficamente según las normas y la leyenda seleccionadas.

B) Digitalización y diseño gráfico de los mapas

La digitalización de la minuta base se ha realizado utilizando, para el caso del mapa a escala 1/50.000 del conjunto del área de estudio, el programa de diseño gráfico *Corel Draw*, mientras que para la cartografía de detalle de las Hoces del Duratón se ha usado el programa de Cartografía Asistida por Ordenador (CAD) *MicroStation SE*. Ambos programas se han utilizado y combinado para elaborar el diseño gráfico final, ya que ofrecen las herramientas precisas para crear toda la simbología (signos, tramas, líneas, sobrecargas y colores) necesaria para la construcción de mapas geomorfológicos (HERRERO MATÍAS, 1988; GARCÍA RUIZ y ARNAEZ VADILLO, 1991, PEÑA *et al.*, 1997).

El sistema de cartografía empleado se ha fundado -según se ha dicho- en las normas y el código de signos para el levantamiento y diseño de mapas geomorfológicos a escala 1:25.000 y 1:50.000 desarrollado por el Área de Geografía Física de la Universidad de Zaragoza y publicado en PEÑA *et al.*, (1997), aunque también se incorporan elementos procedentes de la Leyenda del Mapa Geomorfológico de Francia elaborado por el Institut de Géographie Appliquée de Estrasburgo (TRICART, 1967). Entre los diferentes sistemas de cartografía geomorfológica se ha elegido éste por varias razones: la primera es la similitud que presenta el relieve del área cartografiada con algunos sectores del relieve aragonés, donde el sistema de representación cartográfica ha sido aplicado durante varios años con gran éxito por el grupo de investigación mencionado anteriormente; la segunda es de carácter más puramente técnico e instrumental y se basa en el hecho de que el referido sistema ha sido adaptado para ser utilizado sin dificultad con herramientas informáticas, principalmente *software* de diseño gráfico, CAD o SIG (*CorelDraw*, *FreeHand*, *MicroStation*, *ArcView*, *GeoGraphics*, etc). Gracias a ello, con unos previos conocimientos en el ámbito de usuario de algunos de estos programas, es sencillo y rápido construir los

elementos gráficos fundamentales de los mapas geomorfológicos (puntos, líneas, polígonos o superficies) y dotarlos de sus atributos correspondientes de tamaño, grano, trama, sobrecarga y color.

Desde el punto de vista de su expresión gráfica los diferentes elementos geomorfológicos cartografiados se han agrupado en tres grupos básicos -puntos o células; líneas; y polígonos o superficies-, cuyas características se han debido definir y construir previamente con el apoyo del instrumental informático. Ello ha implicado un importante trabajo de selección del color, grosor y estilo de los elementos lineales, de los rellenos con fondo de color y de los patrones o tramas específicas, así como una minuciosa labor de diseño del tipo de contorno para las áreas cerradas o polígonos y de los símbolos puntuales (con un color y grosor determinado) que se han aplicado para representar cada forma o formación con significado geomorfológico.

Conforme a lo prescrito en la Leyenda para mapas geomorfológicos a escala 1:25.000 y 1:50.000 (PEÑA *et al.*, 1997) que, como se señaló, ha servido de guía principal para la elaboración y el diseño de los mapas geomorfológicos presentados en este trabajo, los puntos o células son símbolos que se posicionan de forma individual y se definen por un color y un grosor determinado, representando la localización o situación de aquellos elementos relevantes del relieve que por su tamaño no tienen extensión lineal ni superficial suficiente (p.e. una cavidad kárstica, una sima, etc). Los signos de implantación lineal, por su parte, adquieren un significado geomorfológico cuando se definen sus rasgos gráficos (grosor o anchura, estilo o tipo y color) y se combinan para representar formas con una gran expresividad en el relieve: por ejemplo diferentes grados de grosor aplicados al trazo de una línea junto con un estilo en “dientes de sierra” permite asociarla con escarpes rocosos con una mayor o menor relevancia. Finalmente, los polígonos son símbolos superficiales o manchas que representan aquellos modelados que tienen escala superficial suficiente y pueden mostrarse de manera precisa delimitadas por un contorno lineal; se trata, por tanto, de recintos cerrados cuya principal característica gráfica es que pueden ser rellenos mediante un color de fondo y/o un patrón o trama.

El color, utilizado también para los signos puntuales y lineales, se puede establecer mediante el tratamiento numérico que ofrecen los sistemas de definición del color incorporados en la mayoría de los programas informáticos de diseño gráfico, entre los cuales los más usuales son el sistema RGB (Rojo-Verde-Azul), el HSV (Tono-Claridad-Saturación), el CMY (Cian-Magenta-Amarillo) y el CMYK (Cian-Magenta-Amarillo-Negro), a partir de los cuales pueden realizarse cartas de color personalizadas (PELLICER CORELLANO, 1997). La utilizada en los mapas que se presentan se ha tomado básicamente de la citada “Leyenda para mapas geomorfológicos a escala 1:25.000 y 1:50.000” (PEÑA *et al.*, 1997), cuyos componentes han sido designados por estos autores mediante el porcentaje de cubrimiento de las tintas de los colores primarios de la mezcla sustractiva (cian, magenta, amarillo y negro), teniendo en cuenta los convenios aceptados (por ejemplo se ha asignado un

porcentaje de 0/50/40/0 del sistema CMYK para representar el relleno del fondo de los dorsos de las cuevas).

Por lo que se refiere a las tramas o patrones -que constituyen una de las simbologías más laboriosas de construir-, se han debido diseñar individualmente y, una vez realizadas, se han aplicado para rellenar recintos o superficies de forma repetitiva según unos valores de la célula, definidos por su color, escala, ángulo de rotación u orientación y espaciado horizontal, vertical o diagonal. Así, se han creado tramas puntiformes (p.e. para representar los niveles aluviales o mantos arenosos), tramas lineales (para los replanos o aplanamientos o para diferenciar la litología), etc.

En este contexto la forma más rigurosa y ordenada para representar todos los elementos morfológicos con los correspondientes valores de la simbología y color ha sido la elaboración de una serie de fichas o tablas, en las cuales éstos se han clasificado en una serie de grupos según el contexto morfoestructural, la influencia de la litología en el modelado o la naturaleza genética de las formas. Para cada uno de estos grupos se han registrados los valores asignados a cada una de las formas de modelado.

C) La elaboración de Modelos Digitales del Terreno (MDTs)

La elaboración de modelos digitales del terreno ha permitido, no sólo obtener representaciones tridimensionales del relieve del área de estudio, sino también realizar de forma rápida cartografías derivadas (altimetría, pendientes, orientaciones, sombreados, etc.). El MDT del conjunto del territorio se ha elaborado a partir de la digitalización de la cartografía topográfica a escala 1/25.000 del Instituto Geográfico Nacional: con la información de las curvas de nivel y las cotas se ha procedido a su interpolación y a la generación del TIN utilizando el SIG *ArcView* (modulo *3d Analyst*); posteriormente éste se ha convertido a formato “grid” o “raster”, generándose una retícula con una resolución de 25 metros. Por su parte el MDT de las Hoces del Duratón se ha elaborado a partir del levantamiento topográfico a escala 1:10.000 realizado en 1992 por la Junta de Castilla y León: basándose en él se construyó la red irregular de triángulos (TIN) mediante la interpolación de los valores de elevación de las cotas y las curvas de nivel; el mapa así obtenido se convirtió a formato “grid”, generándose una malla o retícula formada por 1538 filas y 3459 columnas, con una resolución de 5 m.

D) Salida gráfica y presentación de los mapas geomorfológicos

La salida y presentación gráfica final de la cartografía temática elaborada ha podido realizarse tanto de forma directa, mediante la impresión de las capas de información (polígonos, líneas y puntos) desarrolladas en la fase del diseño gráfico junto con la

información topográfica (curvas de nivel y cotas), como de forma indirecta, utilizando el apoyo del Modelo Digital del Terreno.

Así, por ejemplo, para la salida final del mapa de las Hoces del Duratón se ha utilizado la segunda de las opciones indicadas, considerando que permite obtener una expresión más directa y realista del relieve. Para ello, en primer lugar, la información superficial que cubre toda el área cartografiada, definida por recintos o polígonos con un fondo de color específico, se transformó en una cobertura en formato “raster” y, posteriormente, ésta se combinó con un sombreado oblicuo derivado del MDT. Se consiguió así una imagen expresiva del terreno con el color de fondo asignado a las configuraciones geomorfológicas superficiales. Sobre ésta, finalmente se añadió la simbología gráfica que representa las formas de modelado: líneas (red fluvial, escarpes, frentes de cuesta, taludes, etc), puntos (cuevas, simas, dunas) y las tramas de los recintos o polígonos (grupos litológicos, mantos arenosos).

El resultado final ha sido un mapa geomorfológico que incorpora un sombreado del relieve, facilitando la lectura rápida y la comprensión de la topografía y de las formas de modelado.

1.2.3.4.2. La elaboración de perfiles y cortes

La elaboración y levantamiento de perfiles longitudinales y de cortes o secciones transversales -que constituye también una de las aplicaciones mas empleadas en los estudios geomorfológicos (ORTÍZ PÉREZ, 1990)- se han llevado a cabo sistemáticamente en el estudio. Concretamente se han realizado dos tipos de cortes: geológicos y geomorfológicos o morfotopográficos, siendo su fuente fundamental los mapas topográficos a diferentes escalas (1/25.000 del IGN y 1:10.000) de la Junta de Castilla y León; por lo general se ha mantenido en los perfiles la misma escala horizontal, mientras que se ha exagerado la escala vertical con el objeto de destacar los elementos más significativos.

a) Dentro de los cortes geológicos pueden diferenciarse, de una parte, los cortes generales, que abarcan grandes sectores del territorio (normalmente una unidad morfoestructural) y cuya finalidad es tener una visión rápida y expresiva de las características litológicas y estructurales, y, de otra, los cortes específicos transversales a los valles, elaborados con la idea de apreciar el marco tectónico en el que éstos se han excavado.

b) Los cortes geomorfológicos o morfotopográficos pueden dividirse, al igual que en el caso anterior, en cortes representativos de las grandes unidades de relieve, que permitan reflejar de manera gráfica las diferentes configuraciones topográficas y geomorfológicas (superficies estructurales o de erosión, terrazas, etc) y las relaciones entre distintas formas

y formaciones (como, por ejemplo, entre las terrazas fluviales y la raña), y secciones transversales a los valles, donde se establecen las características morfométricas (anchura y profundidad del valle, anchura del canal) y morfológicas (tipo de ladera, formaciones superficiales, etc.) de cada uno de ellos. Estos cortes se han realizado durante el trabajo de campo con la ayuda de clinómetros y altímetros y posteriormente, para su representación final, se han corregido y adaptado a las dimensiones indicadas en los mapas topográficos existentes. Así mismo, la elaboración de las secciones transversales a los valles durante las campañas de campo ha sido primordial para el reconocimiento de los niveles fluviales tanto en los tramos de valle abierto como, sobre todo, en el ámbito de los cañones, estableciéndose a partir de ellos la posición y la altura relativa de cada nivel o terraza fluvial respecto a los correspondientes cauces actuales.

1.2.3.4.3. Análisis morfométrico de la red fluvial.

Ya se ha señalado que los cursos fluviales provenientes de los relieves montañosos de Somosierra, al recorrer el territorio estudiado, inciden sobre diferentes unidades estructurales y litológicas, modelando en cada una de ellas un tipo de valle específico. Para interpretarlos, aunque no se ha realizado un estudio completo de la cuenca hidrográfica del Duratón, ha resultado de gran interés llevar a cabo un análisis de los citados cursos fundado en el levantamiento de perfiles longitudinales de los cauces, en la realización de cortes transversales de los valles y en la definición del patrón del trazado de los lechos mediante su clasificación tipológica basada en el índice de sinuosidad. El análisis morfométrico así desarrollado ha permitido establecer de forma precisa los rasgos diferenciales básicos de los diferentes tramos de valle y dar razón del desigual comportamiento de los ríos al atravesar cada unidad fisiográfica o morfoestructural, estableciendo en qué medida se puede relacionar con factores litológicos, tectónicos o hidrodinámicos.

Tanto los perfiles longitudinales de los ríos como los cortes transversales de los valles se han levantado utilizando como base el Mapa Topográfico Nacional a escala 1.25.000. Junto a la elaboración de la propia representación gráfica, se ha calculado la pendiente media del perfil longitudinal en cada tramo de valle diferenciado. Así mismo, también con ayuda del indicado Mapa Topográfico, se ha analizado la forma o patrón del canal de los ríos y calculado su sinuosidad; el valor de ésta se ha obtenido poniendo en relación la longitud de dicho canal entre dos puntos de su trazado con la longitud del valle en que se acoge, para lo cual se ha efectuado la medición sistemática, sobre la base topográfica, de tres parámetros: la longitud exacta del cauce o canal principal, la longitud media del valle y la distancia aérea del valle (distancia más corta entre el inicio y el final del mismo) (SENCIALES GONZÁLEZ, 1999). A partir de ellos se han obtenido tres índices numéricos:

- *Índice de sinuosidad total del valle (ISTV)*. Este índice permite establecer la relación entre la longitud del propio valle con la distancia aérea mas corta. Presenta gran utilidad para expresar la sinuosidad a veces bastante elevada de ámbitos como los cañones con presencia de meandros encajados. Su valor viene dado por la aplicación de la formula:

$$ISTV = \frac{\text{Longitud media del valle}}{\text{Distancia aérea más corta}}$$

- *Índice de sinuosidad total del canal (ISTC)*. A diferencia del anterior, este índice permite conocer cuál es la sinuosidad total del canal actual respecto a la distancia más corta. La relación viene establecida por la formula:

$$ISTC = \frac{\text{Longitud del canal}}{\text{Distancia aérea más corta}}$$

- *Índice de sinuosidad media del canal (ISMC)*. Este índice se calcula mediante la fórmula:

$$ISMC = \frac{\text{Longitud del canal}}{\text{Longitud media del valle}}$$

Y, partiendo de los valores obtenidos, se ha identificado y clasificado la forma o patrón de trazado del canal de los cursos fluviales en cada tramo de valle, adoptando la clasificación propuesta por MORISAWA (1985) que aparece en la siguiente tabla:

Tipo de canal	Índice de sinuosidad
Rectilíneo	<1,05
Sinuoso	1,05 – 1,50
Meandriforme	>1,50
Entrelazado	>1,80
Anastomosado	>2,00

Tabla I. I. Índices de sinuosidad según Morisawa (1985)

1.2.3.4.4. Análisis sedimentológico

El análisis sedimentológico de formaciones detríticas constituye una de las técnicas más utilizadas en estudios de Geomorfología dada su gran utilidad para comprender e inferir, tal como señala GONZÁLEZ MARTÍN (1981), “los distintos factores ambientales que han tenido una influencia notable en la liberación del material, su transporte, su acumulación y las posibles modificaciones posteriores que haya podido sufrir los sedimentos”. La utilización de este tipo de técnicas se basa en la evidencia de que las diversas condiciones paleogeográficas que reinaron durante el proceso de sedimentación deben reflejarse, de una u otra forma, en los depósitos detríticos originados (ASENSIO AMOR, 1960, 1962; GONZÁLEZ MARTÍN, 1981; GONZÁLEZ MARTÍN y ARTEAGA CARDINEAU, 2004).

En el contexto de la investigación planteada, las técnicas de análisis sedimentológico son de las más empleadas y acreditadas para el estudio morfodinámico de cuencas fluviales (ASENSIO AMOR, 1960, 1966), ya que permiten reconstruir la evolución y el significado del proceso sedimentario, la dinámica del transporte (así como las posibles modificaciones del mismo), el área fuente del material, las condiciones hidrodinámicas de la corriente y su capacidad de arrastre, además de las condiciones y el ambiente de sedimentación.

Como ha quedado establecido desde el principio, el protagonista de este trabajo de investigación es el valle del Duratón junto con sus valles afluentes (el Serrano, el Cerezuelo, el Caslilla y el San Juan) y se da la circunstancia de que dentro de todos ellos es posible reconocer toda una serie de depósitos detríticos asociados con la actividad morfogenética de estos ríos a lo largo de su evolución pleistocena, reciente y actual. Es lógico en consecuencia que se haya llevado a cabo un completo análisis sedimentológico de estos aluviones. Pero este análisis no sólo se ha efectuado sobre los depósitos de evidente facies fluvial, sino también sobre los materiales detríticos de la base del Cretácico superior (sedimentación terrígena en facies “Utrillas”), del Mioceno y de la formación plio-pleistocena de la raña; ello se debe a que estas formaciones detríticas son precisamente -como se tendrá ocasión de comprobar- las principales fuentes de abastecimiento de la carga acarreada por el Duratón y sus afluentes durante su encajamiento. Resulta, pues, indispensable conocer las características sedimentológicas de partida del material en estas formaciones para poder valorar e interpretar con cierta fiabilidad el retoque realizado por los ríos.

Dentro de las diferentes metodologías desarrolladas para el estudio de formaciones sedimentarias detríticas se ha optado por el sistema de análisis propuesto por A. CAILLEUX y J. TRICART (1963), que ha dado buenos resultados en el tratamiento de las distintas fracciones que constituyen los depósitos, en especial de las arenas y los cantos, siendo además el más empleado por los investigadores españoles desde su introducción por

ASENSIO AMOR (1960, 1962, 1966) y sus posteriores aplicaciones y adaptaciones (PEREZ GONZÁLEZ y ASENSIO AMOR, 1973; MUÑOZ JIMÉNEZ y ASENSIO AMOR, 1975; ASENSIO AMOR y GONZÁLEZ MARTÍN, 1977; SANZ DONAIRE, 1979-80; 1986; GONZÁLEZ MARTÍN y ASENSIO AMOR, 1983, 1985; GARCÍA RAYEGO y MUÑOZ JIMÉNEZ, 1986). Este método comprende el análisis granulométrico tanto de la fracción fina (especialmente de las arenas) como de la gruesa (gravas, cantos y bloques), el estudio de la litología de la fracción gruesa y el análisis de la morfometría de los cantos, con la finalidad de calcular los índices de desgaste, aplanamiento y disimetría (si bien en este trabajo no se ha hallado este último).

Los métodos y técnicas de análisis sedimentológico se han aplicado a numerosas muestras representativas tomadas en “estaciones” correspondientes a las diferentes formaciones detríticas existentes en el área, aunque lógicamente se ha dedicado una mayor atención a los depósitos aluviales. Los datos obtenidos han sido tratados estadísticamente, calculándose toda una serie de parámetros (moda, mediana, etc) e índices más característicos (clasificación, desgaste, aplanamiento, etc), y se han representado de forma gráfica (mediante histogramas, curvas acumulativas, diagramas de dispersión, etc) para facilitar su comparación e interpretación. Al mismo tiempo se han elaborado toda una serie de tablas donde se ha pretendido sintetizar los valores sedimentológicos más significativos, referidos a la granulometría, litología y morfometría de la fracción gruesa y a la granulometría de la fracción fina.

I.2.3.4.4.1. Análisis granulométrico

El objeto del análisis granulométrico es recabar información sobre el calibre de los elementos detríticos que componen una formación sedimentaria, ya que, por un lado, el tamaño de grano (tanto de la fracción gruesa como de la fina) es indicativo de la energía y competencia de arrastre del medio o agente de transporte en el momento de depositar la carga y, por otro, sus variaciones con la distancia recorrida permiten apreciar la mayor o menor capacidad de clasificación o selección de dicho agente.

Cualquier formación detrítica puede contener elementos de diverso tamaño o calibre, los cuales se agrupan según su escala dimensional en una fracción fina, en la que se incluyen todas aquellas partículas con un tamaño inferior a los 2 mm (arena, limo y arcilla), y una fracción gruesa, que engloba los elementos cuyo calibre está por encima de los 2 mm (gravas, cantos y bloques). El análisis granulométrico de los depósitos localizados en el área de estudio se ha realizado, como prescribe la metodología utilizada, tratando por separado ambas fracciones para cada una de las cuales el procedimiento es distinto.

A) Análisis granulométrico de la fracción fina

Las muestras de los componentes finos de los diferentes depósitos detríticos seleccionados se han recogido durante el trabajo de campo, y su tratamiento inicial se ha realizado en el laboratorio del Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física de la Universidad Complutense conforme a un proceso que incluyó varias fases o etapas encaminadas a separar las arcillas, los limos y las arenas para posteriormente llevar a cabo un minucioso análisis granulométrico de estas últimas. El protocolo que se ha seguido es, en líneas generales, el siguiente:

a) Secado de la muestra en un papel de filtro y selección al azar de 20 gramos de material fino (arena, limo y arcilla)

b) Separación de la arena respecto a limo y arcilla mediante el vertido de la muestra en un filtro de malla de 0,063 mm.

c) Determinación del contenido del limo y la arcilla, que se realiza mediante el método de la pipeta de *Robinson*, cuyo fundamento físico se basa en la velocidad de sedimentación de estas partículas según la ley de *Stokes*. Se lleva a cabo en dos etapas:

- La primera (o primera extracción) consiste en verter el limo y la arcilla en una probeta de 1.000 ml de solución dispersante. Posteriormente se procede a agitar la suspensión con un agitador de mano, y se deja reposar aproximadamente 5 horas. Al cabo de ese tiempo se extraen 20 ml correspondientes a la capacidad de la pipeta de *Robinson*, mediante la aspiración o absorción hasta que ésta se llena. El contenido de la pipeta se vierten sobre una cápsula, se seca y se pesa, obteniéndose así el porcentaje conjunto de arcilla y limo.
- La segunda (o segunda extracción), en la cual se determina el porcentaje de arcilla, consiste en repetir la operación anterior pero con un tiempo de reposo, después de agitar la muestra, de 8 horas, tiempo suficiente, para que la fracción de limo se haya sedimentado, con lo cual, al absorber o aspirar de nuevo los 20 ml hasta llenar la pipeta de *Robinson*, el contenido de las misma representa sólo la proporción de arcilla. Finalmente, la proporción de limo se calcula mediante la diferencia de las dos extracciones realizadas.

El análisis del tamaño de las arenas resultantes del proceso anterior de separación se ha hecho mediante tamizado, empleando para ello una columna de tamices superpuestos cuya amplitud de malla (o “luz”) es decreciente de arriba abajo. Concretamente, esta columna ha estado compuesta por 16 tamices con la siguiente luz: 2.00, 1.60, 1.12, 1.00, 0.80, 0.63, 0.500, 0.400, 0.320, 0.250, 0.200, 0.160, 0.125, 0.100, 0.080 y 0.063 mm. Las muestras se

han tamizado en un aparato vibrador durante 20 minutos y, a la conclusión de esta operación, el contenido de cada tamiz se ha pesado en una balanza digital de precisión.

Posteriormente se ha procedido a tratar estadísticamente los valores en gramos así obtenidos. En primer lugar se hallan los porcentajes correspondientes de cada tamiz en relación con el total de la muestra y a continuación se suman, comenzando por la fracción del tamiz de malla más pequeña, para obtener los porcentajes acumulados. Éstos se representan gráficamente por medio de curvas acumulativas, donde en el eje de ordenadas figuran los indicados porcentajes acumulados y en el de abscisas -en una escala logarítmica- se indican en mm los valores del espectro granulométrico de las arenas. Las curvas resultantes pueden ser agrupadas en cuatro tipos básicos, representativos de otras tantas combinaciones de agente de transporte y ambiente de sedimentación (GONZÁLEZ MARTÍN, 1981).

a) Las curvas sigmoidales, que tienen una forma en S más o menos tendida, son indicativas de un sedimento bien seleccionado (con una marcada concentración del material arenoso en los tamices intermedio de la columna) y resultan de acumulaciones libres depositadas por disminución de la competencia del medio de transporte. Traducen pues ambientes de sedimentación, como los fluviales, donde las partículas transportadas se van depositando individualmente conforme a su peso a medida que disminuye la energía o intensidad de arrastre.

b) Las curvas logarítmicas, de forma básicamente rectilínea y más o menos inclinadas, expresan una distribución relativamente homogénea en cuanto a tamaño de la fracción arenosa, de modo que se encuentran cantidades similares de arena en todos los tamices. Indican ausencia de selección del material, lo que es propio de productos de alteración o desagregación y de sedimentos no evolucionados y mal clasificados. Éstos corresponden a acciones de transporte en masa o de reducida amplitud del desplazamiento, incapaces de realizar una selección apreciable de los elementos arenosos del sedimento.

c) Las curvas parabólicas son propias de acumulaciones forzadas o de transporte incompleto, cuya configuración se debe a una dinámica particular del agente de transporte conforme a la cual las partículas mas finas son arrastradas o continúan su transporte aguas abajo mientras que las de mayor calibre, a partir de un determinado tamaño, se depositan masivamente. Relacionadas con cambios bruscos en la actividad de las corrientes o con la presencia de un obstáculo, estas curvas derivan de una alta concentración de la arena en los tamices de malla mediana y ancha. Dentro de los ambientes sedimentarios fluviales o fluvio-torrenciales se relacionarían con comportamientos hidrodinámicos muy contrastados, con fuertes pulsaciones de la corriente capaz de arrastrar todos los materiales pero con una acelerada disminución de

la misma, que determina la deposición más o menos rápida de las partículas más pesadas.

d) Las curvas hiperbólicas traducen una escasa presencia de arena en los tamices de malla ancha, mediana e incluso fina y una fuerte concentración de la misma en los tamices de malla muy fina, coincidiendo con muy altos porcentajes de arcilla y, sobre todo, de limo en el conjunto de la muestra. La presencia muy mayoritaria de estos materiales particularmente finos, que en los medios fluviales constituyen por lo general el techo del relleno de la llanura de inundación, se relaciona con una paralización de la corriente y una deposición de la carga por decantación.

A partir de las curvas acumulativas pueden hallarse una serie de valores estadísticos básicos, como los cuartiles Q_{50} , Q_{75} , Q_{25} , Q_{90} y Q_{10} , a partir de los cuales pueden calcularse algunos índices, cuya interpretación conjunta con la de la forma de las propias curvas permite establecer con bastante precisión el proceso responsable de la formación sedimentaria, así como el mecanismo y condiciones de acumulación.

Entre los diferentes índices que se han propuesto (CAILLEUX y TRICART, 1963; REINECK y SINGH, 1980) se han seleccionado, como más adecuados para el estudio propuesto, el *Índice de Trask* y el *Índice de dispersión global*, ya que permiten apreciar con claridad y evaluar con precisión la capacidad de selección o clasificación de los agentes de transporte.

- El *Índice de clasificación o de Trask* (S_o) se obtiene aplicando la fórmula:

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_{75}}{Q_{25}}}$$

e indica la amplitud de los límites dimensionales entre los que se encuentra el 50% central del espectro granulométrico de una formación sedimentaria, expresando en consecuencia la amplitud media de éste. Se utiliza para medir la capacidad de clasificación del proceso responsable de la génesis de un depósito, teniendo en cuenta que, cuanto menor es la cifra resultante de la aplicación de la fórmula, menor es el intervalo dimensional en el que se concentra la mitad de los componentes de la muestra, es decir mayor es la capacidad media de selección del proceso. En consecuencia, su lectura es inversa: un S_o alto traduce una clasificación baja y un S_o bajo traduce una alta clasificación, pudiendo establecer la siguiente escala:

<1,2	Material muy bien clasificado
1,2-1,5	Material bien clasificado
1,5-2,5	Material medianamente clasificado
>2,5	Material mal clasificado.

- El *Índice de dispersión global (Dg)* se calcula por medio de la fórmula:

$$Dg = Q_{90} - Q_{10}$$

y expresa de forma directa la amplitud de los límites dimensionales entre los que se encuentra el 80% central del espectro granulométrico de una formación sedimentaria, siendo su valor una expresión aproximada de la amplitud total de este. Se utiliza también para medir la capacidad de clasificación del proceso responsable del depósito, ya que, cuanto menor es la cifra resultante de la aplicación de la fórmula, menor es el intervalo fuera del que sólo quedan el 10% mayor y el 10% menor de la muestra, es decir mayor es la capacidad absoluta de selección del proceso. En consecuencia, su lectura es también inversa: un *Dg* alto traduce una clasificación baja y un *Dg* bajo traduce una clasificación alta. Se puede establecer la siguiente escala:

<0,5	Material bien clasificado
0,5-1,0	Material bien clasificado
1,0-1,5	Material medianamente clasificado
>1,5	Material mal clasificado.

La coincidencia de valores bajos en ambos índices es expresiva de una elevada capacidad de clasificación tanto en términos medios como absolutos. Sin embargo, pueden darse valores bajos en *Trask* coincidiendo con valores relativamente altos en *Dg* cuando la formación sedimentaria ha sido generada por procesos capaces de desplazar una amplia gama de partículas pero realizando una apreciable selección dimensional dentro de ellas.

B) Análisis granulométrico de la fracción gruesa

El análisis granulométrico de la fracción gruesa aporta información sobre la dinámica de arrastre y la capacidad de selección del agente de transporte, así como acerca de las modificaciones y variaciones de tamaño sufridas por la carga a lo largo de su recorrido.

El proceso de análisis de esta fracción, compuesta por las partículas de tamaño superior a la arena presentes en la formación detrítica, conlleva dos fases: la primera, que se realiza directamente en campo, sobre la estación o depósito, consiste en el conteo a mano de 100 cantos obtenidos al azar, a cada uno de los cuales se les mide su longitud máxima (o eje

mayor), junto con el registro de la longitud del elemento que presenta el mayor tamaño del depósito (centilo); la segunda fase se centra en el tratamiento estadístico de los valores obtenidos, los cuales se ordenan en orden creciente para calcular la mediana de grano y se agrupan o distribuyen en una serie de intervalos o clases (20-40 mm; 40-60 mm; 60-80 mm; 80-100 mm; 100-120 mm; 120-160 mm; 160-200 mm; 200-240 mm; 240-400 mm; 400-600 mm; 600-800 mm; y 800-1000 mm). Finalmente se calcula el porcentaje correspondiente a cada intervalo, lo que permite reconocer la clase modal, expresándose los resultados en un histograma donde el eje de ordenadas representa los porcentajes y el de abscisas la escala dimensional indicada.

Lo mismo que se ha hecho en la fracción fina, también se calculan para la fracción gruesa el índice de *Trask* y el índice de dispersión global, con la finalidad de establecer el grado de selección del tamaño de los bloques, cantos y gravas durante su transporte. En este caso, los cuartiles Q_{50} , Q_{75} , Q_{25} , Q_{90} y Q_{10} se establecen a partir de los 100 registros dimensionales ordenados de forma creciente. Para interpretar los resultados del índice de *Trask* es válida la escala antes expuesta para la fracción arena, pero para el índice de dispersión global la escala aplicable a la fracción gruesa es distinta; en concreto la siguiente:

<25	Muy bien clasificado
25-50	Bien clasificado
50-100	Medianamente clasificado
>100	Mal clasificado

I.2.3.4.4.2. Estudio de la litología

La composición litológica de la fracción gruesa de un depósito detrítico ofrece una valiosa información sobre la procedencia del material y la localización del área fuente, pero también el registro de sus variaciones a lo largo del recorrido del agente de transporte permiten conocer, por un lado, los cambios o los distintos orígenes de la carga (distinguiendo los aportes longitudinales y los aportes laterales) y, por otro, los diferentes comportamientos de cada grupo litológico, ya que no todas las litologías ofrecen la misma resistencia mecánica ni tienen la misma movilidad.

El estudio de la litología se realiza sobre el terreno, a pie de depósito, al mismo tiempo que se lleva a cabo el análisis granulométrico: cuando se mide el eje mayor de cada uno de los 100 elementos elegidos al azar, se anota también la litología correspondiente a cada uno de ellos. Los datos obtenidos son tratados después estadísticamente, calculándose los porcentajes de cada grupo litológico tanto de forma global, como específica según su distribución en los intervalos granulométricos definidos anteriormente, y los resultados son representados gráficamente mediante histogramas de barras donde, mediante tramas, se integran los valores granulométricos y litológicos.

I.2.3.4.4.3. Análisis morfométrico de cantos

El análisis cuantitativo de la forma de los cantos contenidos en una formación sedimentaria (morfometría sedimentológica) permite conocer las condiciones hidrodinámicas de transporte y sus variaciones y obtener información sobre la amplitud y la modalidad de éste. Se realiza sobre muestras de 100 cantos con tamaños comprendidos entre los 40 y 60 mm de eje mayor y de idéntica naturaleza litológica, que en este trabajo ha sido el cuarzo. Se ha seleccionado esta litología, no sólo por su mayor dureza y resistencia mecánica, sino también y, sobre todo, porque se encuentra representado en todas las formaciones detríticas analizadas (conglomerados cretácicos, facies miocenas, raña plio-cuaternaria y aluviones cuaternarios), lo que permite en definitiva realizar un estudio comparativo.

Una vez recogidos en las correspondientes estaciones de análisis los 100 cantos (de cuarzo en este caso, como se acaba de indicar), la forma de cada uno se determina mediante la realización de una serie de medidas o parámetros morfométricos básicos, a partir de los cuales se determinarán los índices morfométricos de desgaste, aplanamiento y disimetría (ASENSIO AMOR, 1966; GONZÁLEZ MARTÍN, 1981). En concreto, con la ayuda de un calibre y de un “cible morfométrico” se toman las siguientes medidas, expresadas en mm, para cada canto:

- *Longitud o eje mayor (L)*: longitud de la línea que une los dos puntos más distantes del canto.
- *Anchura o eje menor (l)*: mayor dimensión medible perpendicular al eje mayor (L).
- *Espesor (E)*: mayor dimensión medible perpendicular al plano definido por el eje mayor (L) y el eje menor (l).
- *Segmento mayor (AC)*: longitud del mayor de los segmentos en que queda dividido L por la intersección l.
- *Radio menor (r_1)*: el radio de la circunferencia inscrita en el sector más agudo del contorno del canto dispuesto conforme al plano eje mayor (L)/eje menor (l). [El valor de este parámetro se halla con la ayuda de un cible morfométrico formado por círculos concéntricos de amplitud creciente].

La combinación mediante fórmulas matemáticas de los valores obtenidos para cada parámetro permite calcular índices morfométricos, entre los que destacan por su capacidad interpretativa los de desgaste (Id), aplanamiento (Ia) y disimetría (Idi).

a) *El índice de desgaste (Id)*, también denominado de redondez o de redondeamiento (ASENSIO AMOR, 1966), de un canto se obtiene aplicando la fórmula:

$$Id = \frac{2r_1}{L} \times 1.000$$

Este índice ofrece una valiosa información sobre la capacidad del medio de transporte para desgastar los fragmentos que componen su carga de fondo, teniendo en cuenta que – sobre una misma litología- este desgaste puede variar no sólo en relación con la mayor o menor distancia recorrida sino también en relación con la violencia del accionamiento. De forma general puede establecerse la siguiente escala, válida para cantos de cuarzo o cuarcita, para interpretar el significado geomorfológico de los valores obtenidos (GONZÁLEZ MARTÍN, 1981)

- Los valores bajos, inferiores a 100, corresponden a materiales que han sufrido un recorrido nulo (productos de gelifracción) o escaso (depósitos de ladera), así como a depósitos desplazados en masa (coladas solifluídicas) o arrastrados por una dinámica lenta y carente de turbulencia (formaciones morrénicas glaciares).
- Los valores medios, comprendidos entre 100 y 200, corresponden a cantos desplazados por flujos de agua esporádicos y poco o nada canalizados (depósitos ligados a la arroyada) o a accionamientos fluviales moderados.
- Los valores moderadamente altos, comprendidos entre 200 y 300, son indicativos de accionamientos fluviales competentes y de intensidad notable aunque desigual en el tiempo.
- Los valores, comprendidos entre 300 y 500, son representativos de accionamientos muy continuos (depósitos marítimos litorales) o de arrastres canalizados muy intensos o violentos (acumulaciones torrenciales o fluvio-torrenciales).

b) *El índice de aplanamiento (Ia)*, que expresa la forma más o menos aplanada de un canto, viene definida por la fórmula:

$$Ia = \frac{L + l}{2E}$$

y su valor, que oscila entre 1,05 y 10,0 (ASENSIO AMOR, 1960), aumenta a medida que decrece el espesor. Para su interpretación se puede establecer la siguiente escala general:

- Los cantos producidos por la acción del hielo y deshielo ofrecen valores de mediana de aplanamiento altos (valores por lo general superiores a 2,50-3,00).

- Los cantos arrastrados por los ríos muestran una mediana de aplanamiento algo mas baja, cuyo valor suele estar por debajo de 2; en general valores de mediana comprendidos entre 1,55 y 1,75 se relacionan con una génesis fluvial (PÉREZ GONZÁLEZ y ASENSIO AMOR, 1973).

- Los cantos movilizados por accionamientos torrenciales o fluvio-torrenciales ofrecen también valores bajos, que se manifiestan en el aspecto mas o menos esferoidal de los cantos.

c) El Índice de disimetría (*Idi*) se calcula por medio de la fórmula:

$$Idi = \frac{Ac}{L} \times 1.000$$

Aunque su utilidad cada vez está mas cuestionada, permite diferenciar entre sedimentos marinos, más simétricos, y terrestres. Así mismo ofrece información sobre posibles rupturas de los cantos durante su transporte, en especial en accionamientos violentos (ASENSIO AMOR, 1960). En líneas generales, los depósitos marinos y fluviales ofrecen medianas de disimetría bajas (525-575), mientras que los depósitos de ladera y los torrenciales con ruptura pueden llegar a tener mediana de disimetría superior a 625.

En la presente investigación el análisis morfométrico de los cantos sólo se ha realizado con la finalidad de determinar el índice de desgaste y el de aplanamiento, ya que su interpretación, en especial el del primero de ellos, es particularmente útil para comprender las condiciones morfodinámicas del medio en el cual tuvo lugar la deposición de las distintas formaciones o acumulaciones detríticas. Además, como se acaba de indicar, el índice de disimetría presenta una escaso significado y su interpretación con frecuencia da lugar a una mayor confusión.

Los resultados del análisis de los valores obtenidos para los dos índices seleccionados se refleja en parámetros estadísticos (mediana, clase modal, etc) y en histogramas representativos de cada depósito analizado. En el caso del desgaste, los valores correspondientes se agrupan en una serie de intervalos, de 50 en 50 [la escala más habitual es como sigue: 0-50; 50-100; 100-150; 150-200; 200-250; 250-300; 300-350; 350-400; 400-450; 450-500, etc]; mientras que los valores de aplanamiento se distribuyen en intervalos cada 25 [tal como sigue: 1.00-1.25; 1.25-1.50; 1.50-1.75; 1.75-2.00; 2.00-2.25; 2.25-2.50; 2.50-2.75; 2.75-3.00; etc]. En ambos casos, en el eje de ordenadas se muestra el

El análisis de la altimetría y las pendientes, realizado sobre los correspondientes mapas formados a partir de la elaboración del Modelo Digital del Terreno del área de estudio teniendo como base topográfica el Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000, permite realizar una caracterización inicial y genérica del relieve de cada una de estas unidades, aunque en los capítulos siguientes se hará alusión más pormenorizada a su morfología y a su morfometría.

I.3.1. LA ALTIMETRÍA O HIPSOMETRÍA

La lectura del mapa altimétrico permite diferenciar inicialmente dos grandes unidades: el conjunto montañoso formado por las altas laderas y cumbres de Somosierra, donde se registran las mayores alturas y el mayor desnivel; y una amplia superficie que se extiende a los pies de aquél, caracterizada por alturas más bajas y relativamente más homogéneas (Fig. I.3 y I.4).

Las cumbres de los relieves montañosos de Somosierra oscilan por lo general entre los 1.600 y los aproximadamente 2.270 metros de altitud, observándose una clara diferencia altimétrica entre las situadas al W y al E del puerto de Somosierra. Al W, las elevaciones culminantes se sitúan entre los 1.830 y los 1.600 m de altitud (Peña Quemada, a 1.832 m; Colgadizos, a 1.834 m, Cerro Los Llanos, a 1.663 m); en cambio, al E, numerosas puntos sobrepasan los 2.000 m de altitud (Pico Tres Provincias o Cebollera, a 2.128 m, El Cervunal, a 2.194 m; Pico del Lobo, a 2.272 m; Las Peñuelas, a 2.204 m; Cerro del Aventadero, a 2.003 m).

Por su parte, la extensa y amplia superficie que se extiende a los pies de este conjunto de montañas, aunque está constituida por varias unidades fisiográficas (rampa o piedemonte, campiñas de la cuenca sedimentaria y macizo de Sepúlveda), desde un punto de vista altitudinal, apenas muestra diferencias apreciables, ya que en todos estos ámbitos las alturas están comprendida entre los 950 y los 1.200 metros de altitud. Por lo tanto, la sierra se levanta por término medio entre 600 y 800 metros sobre estos relieves más bajos que conforman las unidades citadas.

La transición altitudinal entre las faldas de la Sierra y el piedemonte, donde las alturas oscilan entre los 1200-1250 m, es gradual e insensible y así se mantiene hasta que la altitud descienden a los 950-1.000 m en la franja que bordea el relieve del Macizo de Sepúlveda. A partir de aquí las alturas tienden a incrementarse hacia el N, llegando a alcanzar en algunos cerros aislados los 1.176 m (Otero, al NE de Castrillo de Sepúlveda). Esto no ocurre sin embargo en los sectores más occidentales del área de estudio, donde las alturas mantienen su descenso al alejarse de la sierra hasta situarse por debajo de los 950 m coincidiendo con la transición hacia las llanuras arenosas de la Tierra de Pinares.

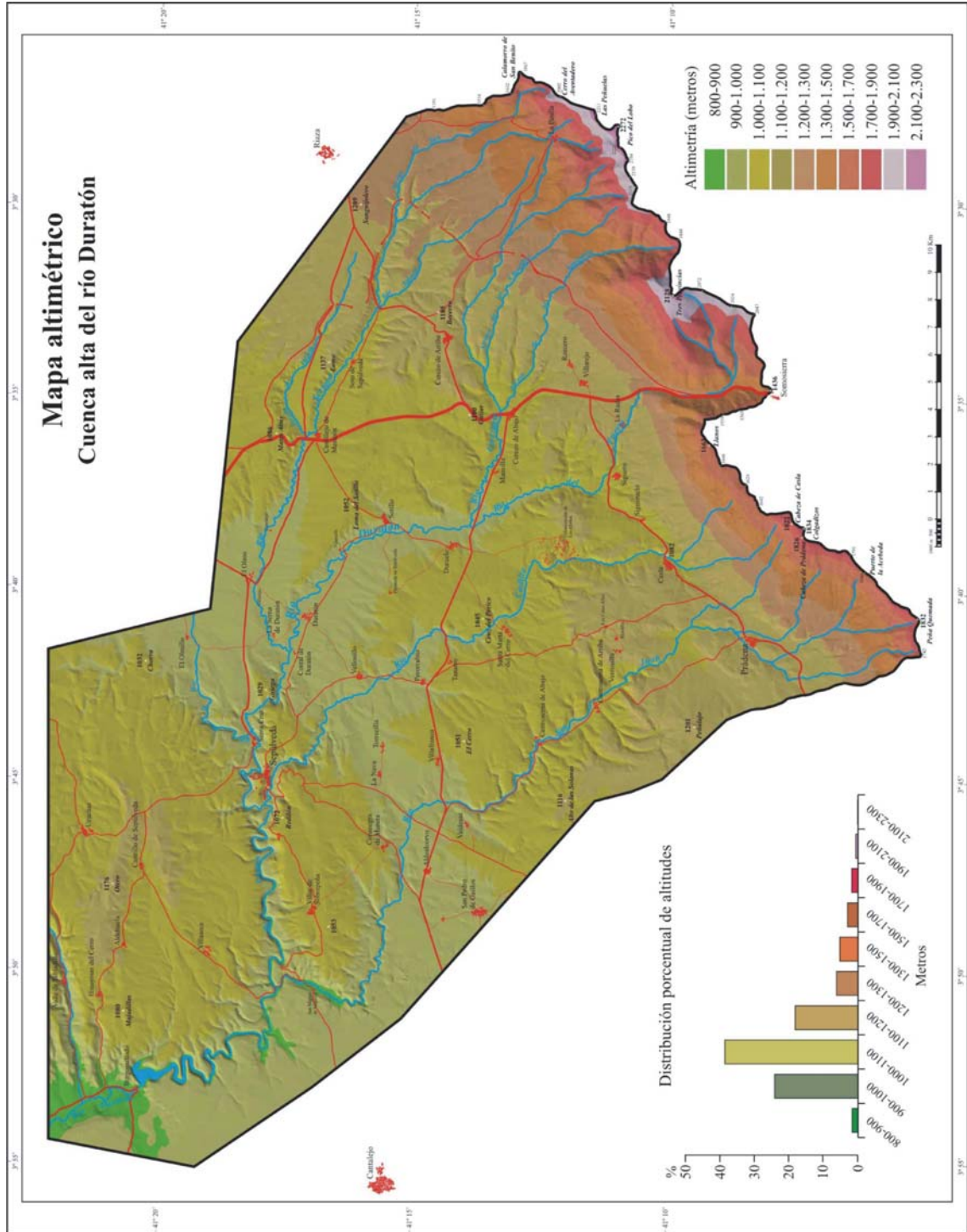


Fig. 1.3. Mapa hipsométrico del área de estudio y distribución porcentual de las alturas

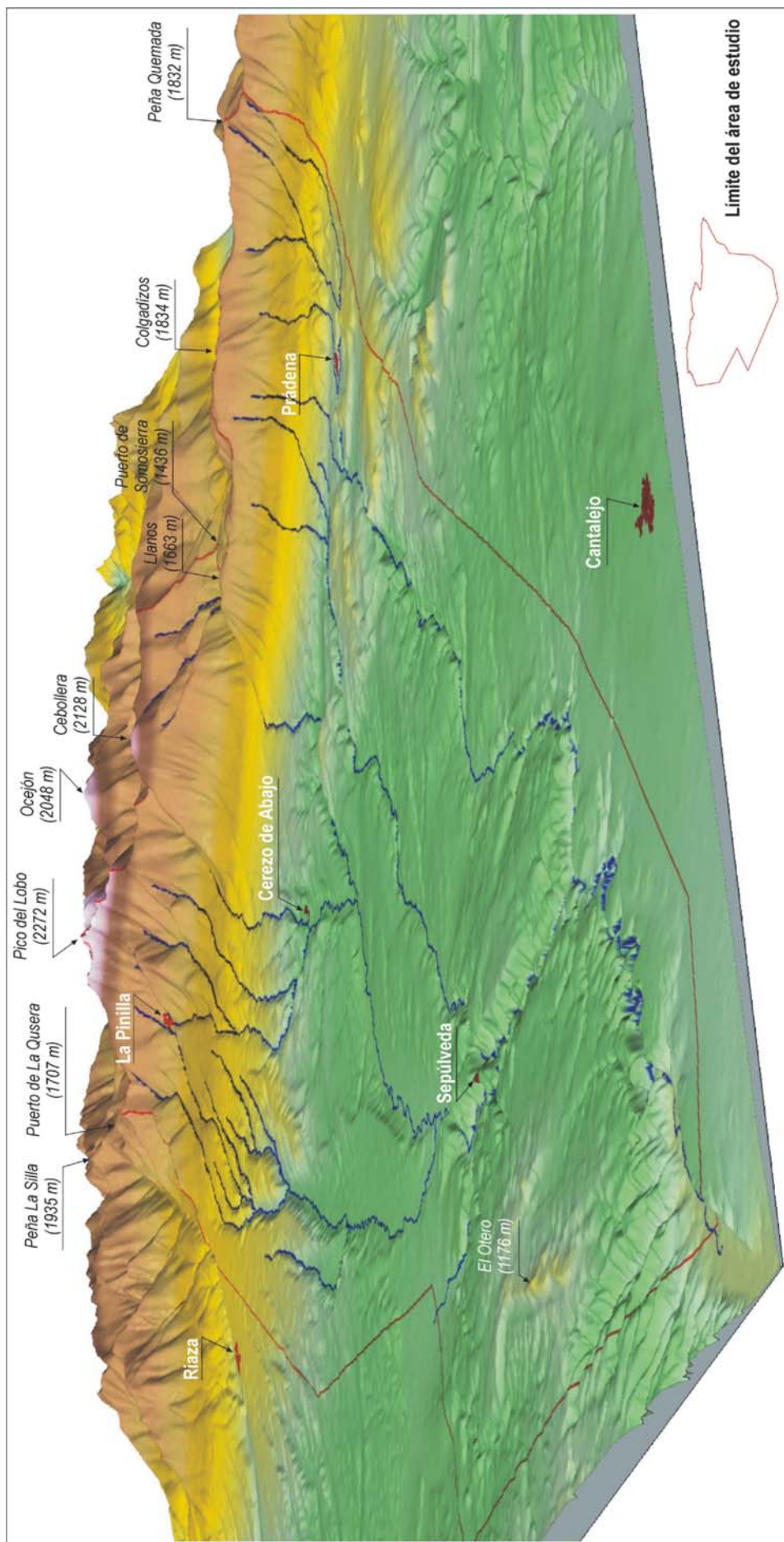


Fig. I.4. Bloque perspectivo elaborado a partir Modelo Digital del Terreno

La distribución de la superficie por clases de altitud según los rangos o intervalos seleccionados muestra que la clase modal se sitúa entre los 1.000 y 1.100 m, a la que corresponde el 38,7% del área. Además, la mayor parte de la superficie del territorio estudiado, aproximadamente el 80%, se concentra entre los 900 y los 1.200 metros.

Puede decirse a modo de síntesis que a los pies de la ladera Norte del Sistema Central (en su tramo de Somosierra) se desarrolla una amplia y extensa superficie que se caracteriza por su relativa homogeneidad altitudinal: las alturas de las diferentes unidades fisiográficas existentes en ella -la rampa o piedemonte de la sierra, los relieves de la cuenca sedimentaria y los del Macizo de Sepúlveda- oscilan entre los 950 y 1.250 m.

I.3.2. LAS PENDIENTES

El mapa de pendientes del área de estudio permite apreciar claramente el muy diferente grado de inclinación topográfica general de las dos grandes unidades del relieve señaladas al analizar la distribución de los valores altimétricos, pero sobre todo hace destacar los entornos de los cursos de agua, en los cuales la morfogénesis fluvial ha introducido notables cambios clinométricos que destacan dentro de cada uno de las grandes unidades citadas.

Las vertientes de mayor inclinación se desarrollan en el área de montaña, coincidiendo con las altas laderas que enlazan las cumbres, relativamente romas, de las distintas alineaciones montañosas con las rampas del piedemonte. Estas laderas arrancan con pendientes bastante enérgicas, que oscilan entre los 20 y los 35° (e incluso pueden superar los 45° cuando se dan sobre algún afloramiento rocoso), pero éstas disminuyen progresivamente hasta unos 5-10° para enlazar de forma gradual y paulatina con las superficies pedemontanas. La pendiente de éstas es bastante suave, inferior por lo general a 5°, y manteniendo generalmente este nivel se prolonga sin solución de continuidad tanto por los relieves alomados de la cuenca de sedimentaria como por los del Macizo de Sepúlveda. Puede decirse así que la extensa y muy moderadamente desnivelada superficie dominada por la vertiente norte de Somosierra se corresponde desde el punto de vista clinométrico con un área donde dominan las pendientes suaves. No obstante, coincidiendo con el recorrido de los ríos que la surcan, aparecen fuertes desniveles y las pendientes aumentan considerablemente, sobre todo en los tramos fluviales desarrollados en el macizo calcáreo y en las laderas de la margen izquierda de los cursos de agua cuando atraviesan la cuenca sedimentaria. La pendiente en estas laderas o vertientes de valle es superior por lo general a los 20° y en ocasiones pueden llegar a alcanzar la práctica verticalidad (Fig. I.5).

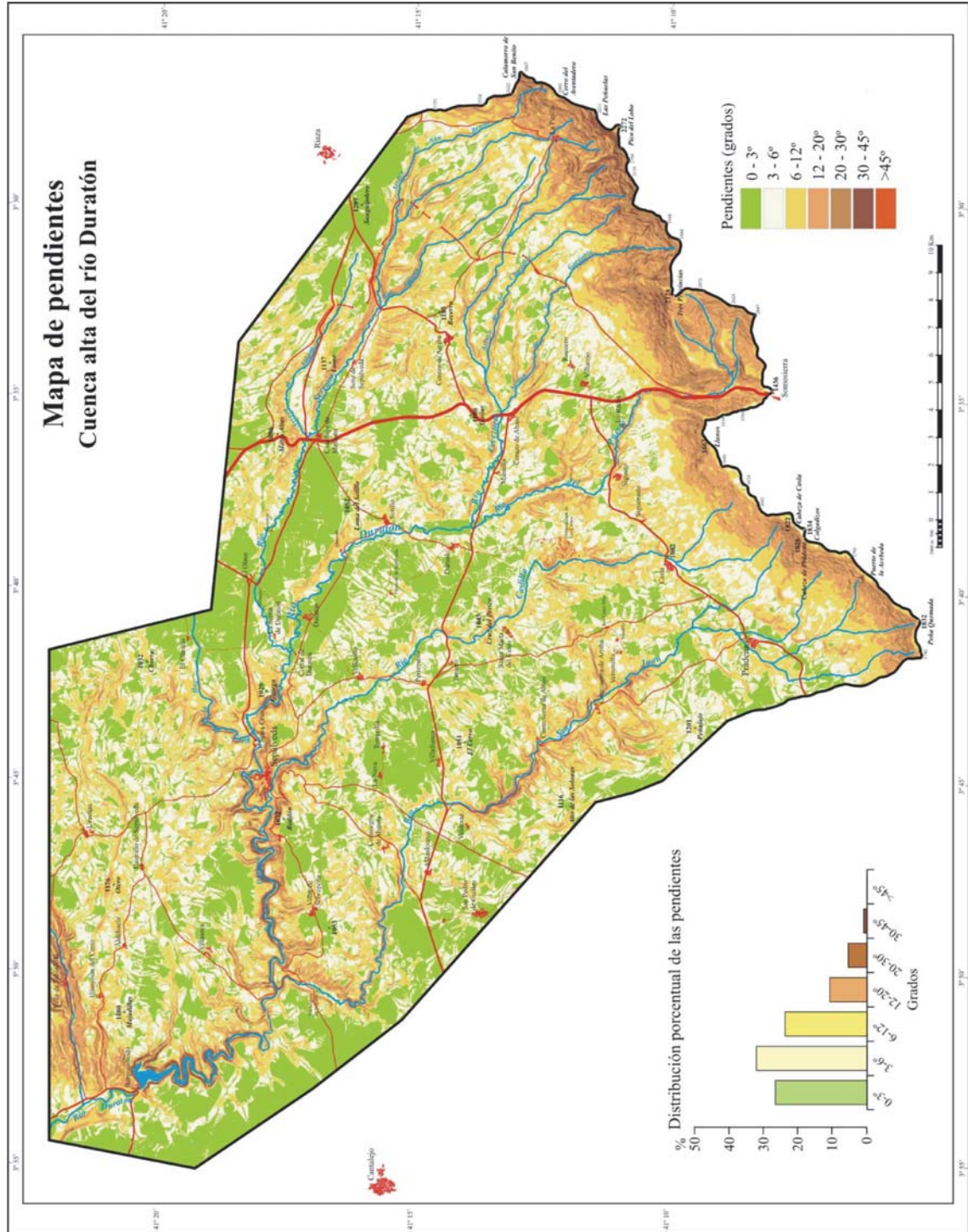


Fig. 1.5. Mapa de pendientes del área de estudio y distribución porcentual por intervalos de pendiente

A modo de resumen puede decirse que algo mas de la mitad del territorio presenta pendientes suaves y bajas, que oscilan entre los 0 y los 6° (58,8%). También son significativas las pendientes moderadas, entre los 6-12°, que representan en torno al 24% del territorio y generalmente se desarrollan en las áreas interfluviales que preceden al encajamiento de los valles, así como en el área de perfil cóncavo que enlaza las laderas de la sierra con su respectivo piedemonte. Finalmente las pendientes mas fuertes y escarpadas (superiores a los 30°) se corresponden con las laderas de la sierra pero también con una parte importante de las vertientes de los valles.

El análisis altimétrico y de pendientes del ámbito estudiado, que se desarrolla extensamente a los pies de las alineaciones montañosas de Somosierra y del Guadarrama oriental, permite definirlo como un territorio relativamente plano y de pendientes por lo general suaves y débiles, pero accidentado por los ejes fluviales que han excavado en él sus valles, introduciendo en el entorno inmediato de sus cauces fuertes desniveles altimétricos que se salvan con pendientes acusadas.

I.3.3. LOS EJES FLUVIALES: PRESENTACIÓN Y CARACTERIZACIÓN GENERAL DE LOS VALLES.

Los ríos que atraviesan y drenan el área de estudio, articulados en torno al Duratón y a sus afluentes el Serrano, el Cerezuelo, el Caslilla y el San Juan, tienen mayoritariamente carácter alóctono, ya que proceden de los relieves montañosos del Guadarrama Oriental y Somosierra, y han modelado unos valles cuya configuración externa -como se verá- está significativamente influida por las características litológicas y tectónicas de las diferentes unidades fisiográficas. Se observa así con claridad cómo los ríos, al entrar y salir de cada una de estas unidades, registran cambios bruscos en la morfología de los valles.

Estos cambios morfológicos, numerosos a pesar del corto recorrido de los ejes fluviales y sólo explicables teniendo en cuenta la diversidad litológica de los afloramientos, se muestran claramente en los parámetros morfométricos que los valles presentan. La construcción de los perfiles longitudinales y las secciones transversales, así como la definición del patrón del canal con el consiguiente calculo del índice de sinuosidad, permiten elaborar una primera diferenciación y localización de los tramos de valle presentes en cada río.

I.3.3.1. Perfiles longitudinales de los ríos y secciones transversales de los valles

I.3.3.1.1 El río Duratón (o río del Puerto)

El río Duratón tiene una longitud de casi 120 km, de los cuales algo más de la mitad se desarrollan en el territorio estudiado. A lo largo de su recorrido salva un desnivel de 1.310 m, desde su nacimiento a los 2050 m (Arroyo de la Peña del Chorro) hasta que vierte sus aguas al Duero a la altura de Peñafiel, a 740 m; su pendiente media por lo tanto es del 1,10%. El curso alto presenta un perfil típicamente cóncavo con una pendiente pronunciada, mientras que en los tramos medio y bajo la pendiente es más suave y relativamente constante (estando sólo accidentada por las rupturas donde se ubican los muros de los embalses de Burgomillodo y de Las Vencías) (Fig. I.6)

Como ya se ha indicado, el Duratón tiene su nacimiento en las laderas de la Sierra Cebollera y, una vez que desciende de esta montaña, presenta en su recorrido por la rampa de piedemonte (donde recibe también el nombre de río del Puerto) dos tramos de valle bien diferenciados desde el punto de vista morfológico: el primero se abre sobre materiales metamórficos, fundamentalmente gneises, y se define como una pequeña y estrecha garganta que va desde Las Rades hasta Siguero, con una longitud de casi 4 km y una pendiente media de 3,59% y un desnivel de 138 m; el segundo está modelado en conglomerados calcáreos del Oligoceno y presenta un fondo amplio pero enmarcado por empinadas vertientes, superando los 5,2 km de longitud y descendiendo unos 57 m con una pendiente media de 1,05%.

A partir de la citada población de Siguero el río se adentra en la cuenca sedimentaria y, tras un corto tramo de transición modelado también sobre niveles conglomeráticos, entra, a partir de Duruelo y hasta Corral de Duratón, en un tramo de valle de sección transversal sumamente abierta y disimétrica con un fondo muy amplio donde se inscribe un canal ligeramente meandriforme. Se modela este sector en unidades areno-arcillosas y carbonatadas del Mioceno y tiene un desarrollo longitudinal de 14 km, descendiendo unos 57 m con una pendiente media de 0,41%.

La amplitud del valle al atravesar la Cuenca sedimentaria cambia bruscamente cuando el río Duratón inicia su recorrido sobre las series dolomíticas cretácicas que constituyen el Macizo de Sepúlveda. En éste, aunque se reconocen algunos tramos de morfología mixta (en los lugares donde, junto con las dolomías, afloran margas y arenas silíceas), el valle se transforma en un cañón profundo de paredes sumamente verticales y fondo estrecho. Esta configuración, que define a las denominadas “Hoces del Duratón”, se mantiene a lo largo de 32,5 km, con una pendiente longitudinal media muy suave (0,22%), lo que explica que en tan largo recorrido sólo se salve un desnivel de unos 73 m. Finalmente, aguas abajo de la presa de Burgomillodo (donde las Hoces terminan) y antes de salir del territorio

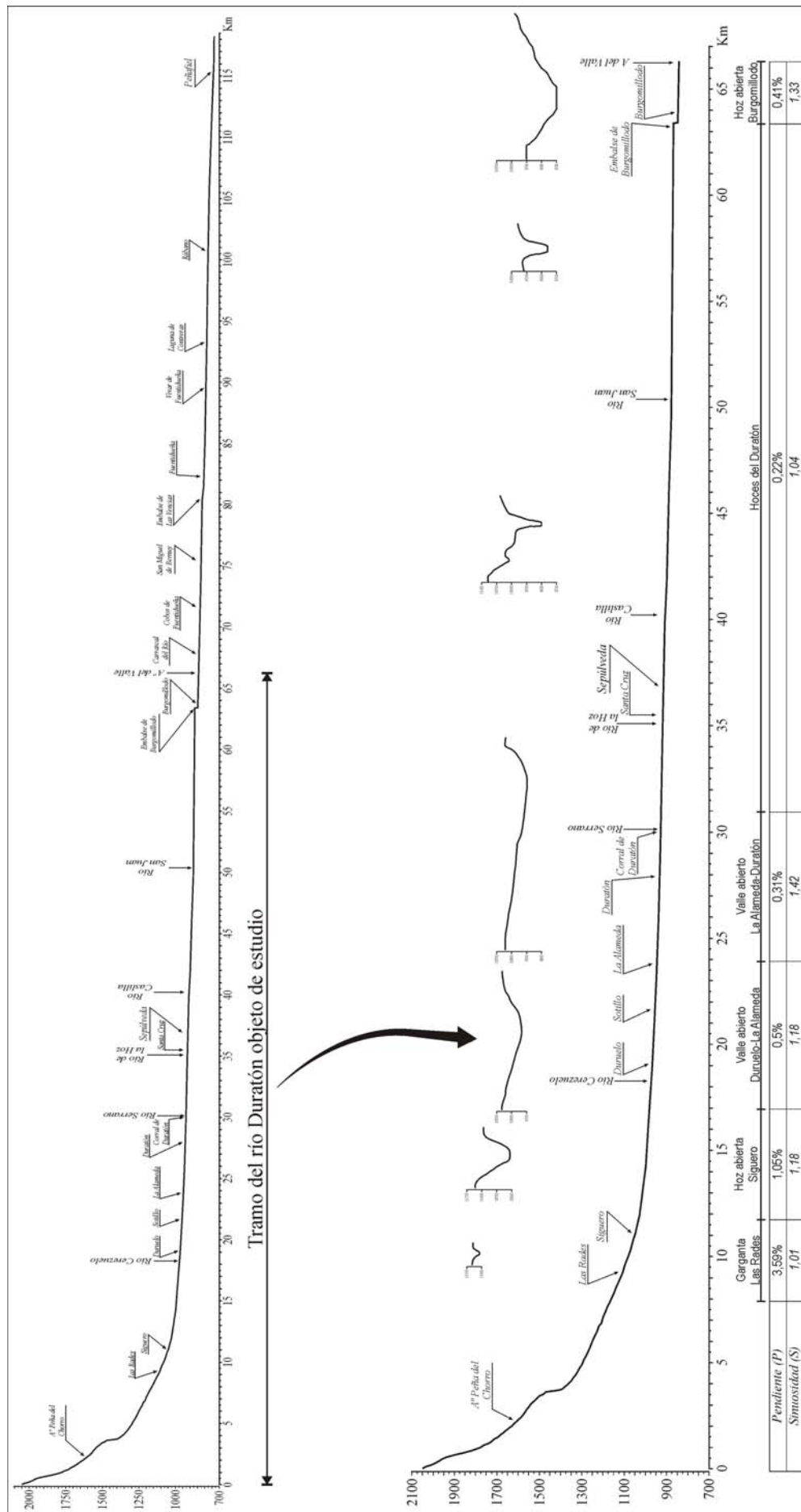


Fig. I.6. Perfil longitudinal del río Duratón

estudiado, el valle se abre notablemente al excavar sobre unidades de conglomerados calcáreos y arcillas del Oligoceno y dolomías y margas del Cretácico.

1.3.3.1.2. El río Serrano

Al igual que el Cerezuelo, el río Serrano nace en las estribaciones de la Cuerda de la Pinilla, a una altura algo inferior (1.810 m), y tiene una longitud total de 29,8 km, hasta confluir con el río Duratón en las proximidades de la Serna de Duratón, a 929 m, poco antes de que éste se adentre en el Macizo de Sepúlveda. Por lo tanto en su recorrido salva un desnivel de 881 m y su pendiente media es del 2,95%. El perfil longitudinal muestra también una forma típicamente cóncava y en él se reconoce un primer tramo desarrollado en las laderas de la sierra, de acusada pendiente, y un segundo sector, que se inicia en el momento en que el río se adentra primero en el piedemonte metamórfico y luego en la cuenca sedimentaria, donde la pendiente disminuye aunque se mantiene en valores elevados (Fig. I.7A).

Desde el punto de vista morfológico, en el valle del Serrano (una vez que salva los fuertes desniveles de la Sierra) pueden diferenciarse dos tramos. El primero de ellos, que comienza propiamente en la estación de esquí de La Pinilla, se desarrolla sobre los materiales metamórficos del piedemonte recubiertos por la formación detrítica poco potente de la raña, modelando un valle estrecho o garganta de perfil en V, aunque en su parte superior se abre y adquiere una relativa amplitud; la longitud de este tramo es de 8,6 km y desciende 372 m con 4,31% de pendiente media. El segundo tramo, que se excava ya en los materiales de la cuenca sedimentaria, muestra una sección transversal muy abierta, claramente disimétrica y con un fondo amplio; tiene un desarrollo longitudinal de 19,6 km, en los cuales se salva un desnivel de tan solo 174 m, lo que significa una pendiente media del perfil sumamente suave (0,88%).

1.3.3.1.3. El río Cerezuelo

La longitud aproximada del canal de este río es de poco más de 19,5 km, que se desarrollan desde su cabecera en la Cuerda de La Pinilla, a 1.870 m, hasta su confluencia con el río Duratón a la altura del pueblo de Duruelo, a 978 m; salva en consecuencia un desnivel de 892 m con una pendiente media del 4,54%. Su perfil longitudinal es cóncavo y muy acusado, propio de un río ubicado en la parte alta de la cuenca o muy próximo al área de cabecera (Fig. I.7B).

Pese a la modesta longitud de su trazado, este río recorre varias unidades de relieve. Tras un descenso rápido y de acusada pendiente por las laderas de Somosierra, se encaja en el piedemonte abriendo una pequeña garganta de perfil en V algo complejo por modelarse sobre el zócalo metamórfico y las series miocenas y los depósitos pliocuaternarios

(formaciones de raña) que suelen fosilizar a aquél; la longitud de este tramo es de unos 8 km y en ellos el cauce desciende unos 378 m con una pendiente media del 4,70%. A continuación el río Cerezuelo se adentra en la cuenca sedimentaria, por la que circula hasta confluir con el Duratón a lo largo de unos 9,3 km, con una pendiente media del 1,28% y salvando un desnivel 119 m; durante este trayecto el valle se hace bastante más abierto, al tiempo que aumenta de forma apreciable la sinuosidad del canal.

1.3.3.1.4. El río Caslilla

El río Caslilla, que nace en los relieves montañosos próximos al puerto de Somosierra a una altura en torno a los 1590 m (arroyo de la Peña Negra), recorre aproximadamente 27,3 km hasta desembocar en el río Duratón a la altura de la villa de Sepúlveda, a 910 m, tras salvar un desnivel de 680 m. La pendiente media de su perfil longitudinal, por tanto, es del 2,49% y éste muestra una forma globalmente cóncava, si bien se reconoce en él un tramo corto, bastante rectilíneo y de pronunciada pendiente correspondiente a las laderas de la sierra, al que sigue un enlace relativamente brusco con el piedemonte, a partir del cual muestra un desarrollo rectilíneo pero manteniendo una pendiente apreciable (Fig. I.7C).

Una vez superados los límites de las laderas de la sierra, el río Caslilla desarrolla su valle en varias unidades de relieve. Primeramente lo hace en el piedemonte, constituido en este caso por materiales dolomíticos, donde excava un pequeño cañón a lo largo de unos 5,3 km, en los cuales desciende 57 m, manteniendo el canal una pendiente media de 1,07%. Tras atravesar este piedemonte calcáreo, el río penetra en la cuenca sedimentaria y la recorre durante un trayecto de 11,8 km, en el que modela un valle abierto y de fondo amplio; a lo largo de él la pendiente media del canal disminuye a 0,53%, suficiente para salvar un desnivel de 63 metros. Finalmente, vuelve a circular sobre roquedos calcáreos, esta vez pertenecientes al borde meridional del macizo de Sepúlveda, y en ellos vuelve a abrir un tramo de valle estrecho y profundo con fondo plano, con todos los rasgos propios de un cañón; se desarrolla éste a lo largo de casi 6 km, en los cuales el cauce desciende unos 37 m con 0,62% de pendiente media.

1.3.3.1.5. El río San Juan

Este río tiene su cabecera, a una altura en torno a los 1.810 m (arroyo de los Pollares), en los relieves montañosos del Guadarrama oriental que marcan su transición con los de Somosierra. Desde su nacimiento y tras descender de las muy accidentadas laderas de la sierra, circula por varias unidades de relieve hasta desembocar en el río Duratón a una altura de 879 m. En este trayecto, que alcanza una longitud de 37,8 km, el río salva un desnivel total de 926 m, por lo que su pendiente media es del 2,45%. El perfil longitudinal muestra una forma ampliamente cóncava, aunque en él pueden diferenciarse varios tramos: el primero corresponde con el descenso del río por las ladera de la sierra; el segundo marca

la transición entre las laderas y el piedemonte; el tercero muestra un perfil accidentado e irregular y coincide con el paso del río por una franja del citado piedemonte formada por rocas metamórficas; a partir de aquí y hasta su final el perfil muestra un descenso manteniendo una pendiente homogénea y más rectilínea sin apenas irregularidades remarcables (Fig. I.7D).

El río San Juan, debido a que atraviesa varias unidades de relieve con características litológicas contrastadas en tramos relativamente cortos, ha labrado un valle caracterizado por una rica y cambiante sección transversal. En el sector por donde circula, el piedemonte de la sierra tiene una extensión de unos 18 km y está compuesto por franjas alternantes de litología calcárea y metamórfica, lo cual se manifiesta en la cambiante configuración del valle. Así, a la altura de Prádena el curso fluvial incide sobre una franja estrecha formada por materiales calcáreos, abriendo sobre ellos un tramo de valle con los rasgos típicos de un cañón; tiene éste un recorrido de casi 5 km a lo largo de los que se descienden 60 m, con una pendiente media del canal del 1,21%. Posteriormente, en un corto tramo de contacto entre materiales calcáreos y metamórficos, el valle modela una amplia nava, caracterizada por su amplio fondo en el cual el canal define meandros apretados; su longitud no supera el kilómetro y la pendiente media desciende al 0,51%. A continuación el San Juan cruza un afloramiento gneísico, excavando en él una profunda garganta, de 3 km de longitud y 65 m de desnivel, lo que se manifiesta en el aumento de la pendiente media hasta 2,12%. Aguas abajo de estos materiales del zócalo de nuevo el piedemonte se desarrolla sobre litologías calcáreas, en las cuales el río vuelve a excavar un típico cañón dentro del que no obstante se diferencian dos sectores relacionados con algunas variaciones litológicas: un cañón de fondo amplio y laderas empinadas modelado sobre dolomías y margas, que tiene un corto recorrido de 2,4 km y una pendiente media del canal del 1,24%; y un cañón de fondo estrecho y paredes escarpadas abierto sobre dolomías masivas, cuyo recorrido se aproxima a los 7 km, profundizando unos 40 m, en los cuales la pendiente media del canal se reduce al 0,58%.

Una vez que sale del piedemonte, el río San Juan circula por la cuenca sedimentaria sólo en un pequeño trecho de poco mas de 2 km, donde su valle presenta sin embargo un típico perfil transversal abierto y claramente disimétrico con fondo amplio, en el que el canal mantiene una pendiente media similar al tramo de valle anterior.

Finalmente, el río alcanza el afloramiento dolomítico del borde meridional del Macizo de Sepúlveda y lo recorre a lo largo de sus últimos 12,5 km, en los cuales el cauce desciende 57 metros con una pendiente media del 0,46%. En este tramo el San Juan circula por un valle de tipo cañón, en el que alternan según las peculiaridades y diferencias litoestratigráficas varios segmentos más abiertos con otros más angostos hasta confluir con el Duratón a la altura del puente de Villaseca.

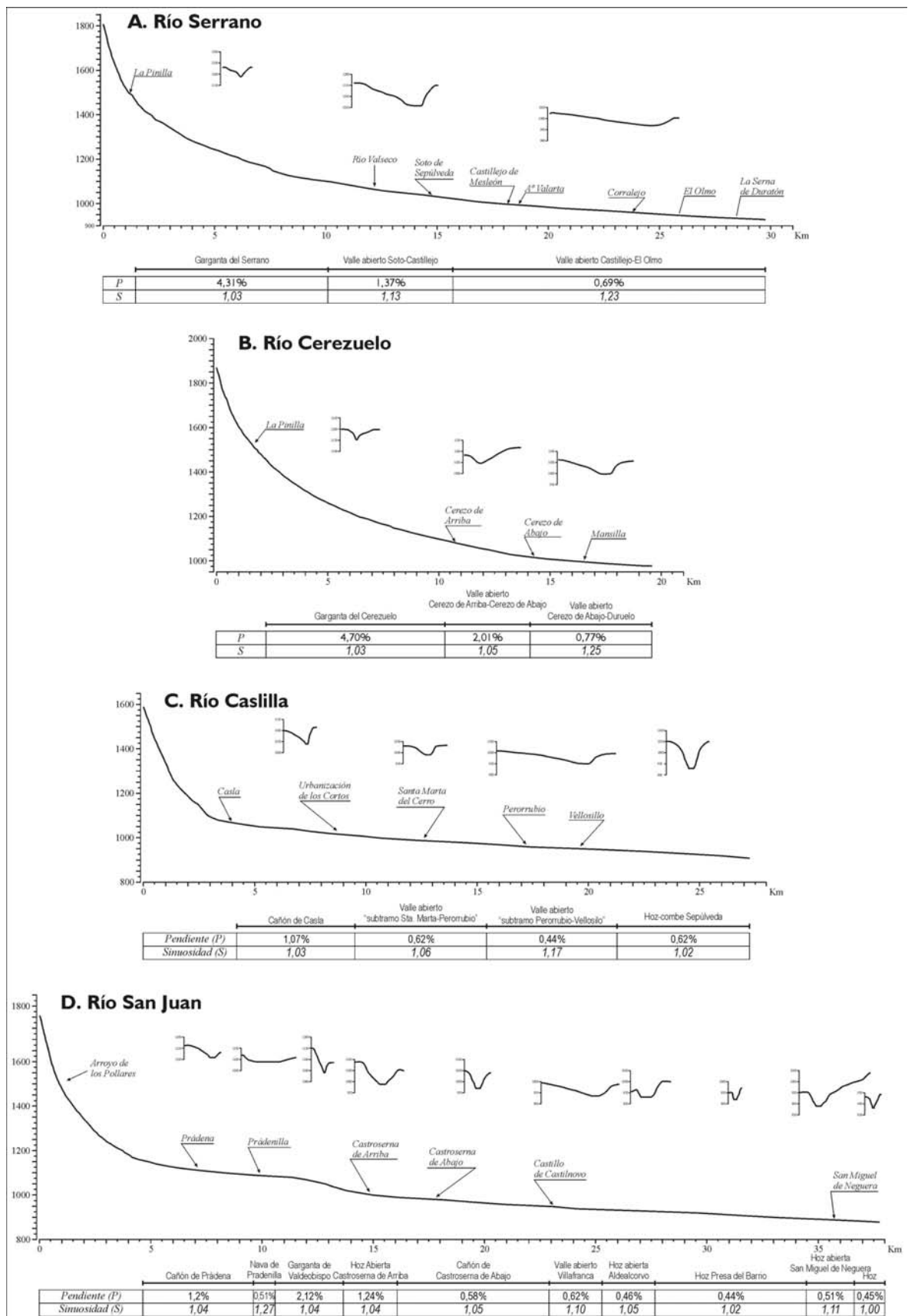


Fig. 1.7. Perfiles longitudinales de los ríos y cortes transversales representativos

En líneas generales los cursos de agua que han surcado estas diferentes unidades del relieve del área de estudio han elaborado perfiles longitudinales semejantes, con una forma básicamente cóncava al tratarse de ríos que drenan un área próxima a la cabecera de la cuenca. La única excepción es el río principal, el Duratón, cuyo curso medio y bajo mantiene una pendiente bastante homogénea y más rectilínea, hasta que desemboca en el Duero. En todo caso los perfiles longitudinales de los ríos muestran una acusada pendiente durante su descenso por las laderas de la sierra, con frecuentes rupturas hasta enlazar con el piedemonte; a partir de ahí se aprecia un descenso progresivo sin que se registren grandes cambios en la pendiente media. Se aprecia igualmente que la inclinación del canal disminuye paulatinamente aguas abajo con independencia por lo general del afloramiento litológico atravesado, a excepción de los tramos en que se cruzan las franjas metamórficas del piedemonte; en ellos el encajamiento es mas brusco, aumentando significativamente la pendiente media del perfil longitudinal. En el resto, el descenso es leve y la pendiente media disminuye de forma constante u homogénea desde el piedemonte hasta la desembocadura sin grandes irregularidades.

En contraposición con esta relativamente homogénea suavidad del perfil longitudinal de los cauces, destacan los numerosos cambios de forma que presentan los perfiles transversales de los valles, los cuales están en estrecha y evidente relación con las características litológicas propias de cada unidad o sector. Puede decirse que la cambiante y hasta contrastada configuración de los sucesivos tramos de valle de estos ríos está prioritariamente en función de la diversidad y variedad de roquedos y formaciones y, sobre todo, del diferente comportamiento de cada uno de ellos ante los procesos de meteorización y modelado, cuyo análisis será uno de los objetivos fundamentales de uno de los capítulos de este trabajo.

I.3.3.2. El patrón o trazado de los canales de los ríos

La forma del cauce de los ríos viene definida por el denominado índice de sinuosidad, cuya interpretación (SCHUMM, 1963; MORISAWA, 1985) revela aspectos tan significativos como la fuerza de la acción lineal de la corriente a lo largo de su recorrido (SENCIALES GONZÁLEZ, 1999) y puede correlacionarse con otros parámetros estructurales o geomorfológicos. Los diferentes índices de sinuosidad calculados para el cauce de los ríos estudiados ponen de manifiesto que éstos guardan una relación muy clara con el sustrato rocoso sobre el que discurren, del que depende también en gran medida – como se ha dicho- la propia forma del valle (Tabla I.2).

El *índice de sinuosidad total del valle* (ISTV), es decir la relación entre la longitud del valle a partir de su contorno envolvente con la distancia aérea mas corta, pone de manifiesto que los tramos de valle de tipo cañón u hoz estrecha presentan los trazados más

sinuosos, aunque dentro del conjunto de ellos se aprecian notables diferencias entre los cañones con meandros encajados (hoces del Duratón, hoz-combe de Sepúlveda, hoz de la Presa del Barrio), con índices entre 1,65 y 1,30, y los cañones rectilíneos (cañón de Casla y cañón de Prádena), donde el índice se sitúa entre 1,08 y 1,11. Hay que destacar en este sentido que los tramos de cañón u hoz altamente sinuosos, donde se suceden meandros encajados, se localizan exclusivamente en el macizo de Sepúlveda, mientras que los tramos de hoz rectilíneo se ubican en el piedemonte. En una posición intermedia entre el sector más alejado del piedemonte y próximo al macizo de Sepúlveda se encuentra el cañón de Castroserna de Abajo, cuyo índice de sinuosidad (1,15) está entre los de los anteriores. Todo parece indicar que los tramos de tipo cañón han experimentado una evolución y han desarrollado su trazado en unas condiciones diferentes en función de su posición geográfica, favorables en unos ámbitos (concretamente en los sectores más alejados del piedemonte) a la formación de meandros y en otros (situados dentro de dicha rampa) desfavorables a ella. Por su parte, los tramos de valle en hoz abierta, así como las gargantas que cortan los afloramientos metamórficos y los valles abiertos en la cuenca sedimentaria, registran IS totales del valle bajos, cuyos valores oscilan entre 1,02 como valor mínimo y 1,17 como valor máximo, indicativos de trazados de valle relativamente rectilíneos.

Por su parte, la interpretación de los valores del *índice de sinuosidad total del canal o cauce* (ISTC), o lo que es lo mismo de la relación entre la longitud total del cauce y la distancia aérea más corta, permite extraer las siguientes consideraciones:

- En los tramos en hoz o cañón estrecho éste índice es prácticamente igual al IS total del valle, lo cual es lógico ya que el canal se adapta fielmente al trazado de los valles de este tipo, alguno de los cuales como se ha dicho presentan meandros encajados de amplio radio de curvatura. En consecuencia, las pequeñas irregularidades del canal inscrito en el fondo de estos cañones u hoces sólo aumenta insensiblemente el valor del índice sinuosidad. Algo similar ocurre con los tramos de valle en garganta, donde prácticamente ambos índices (ISTV e ISTC) coinciden, lo cual es lógico teniendo en cuenta que la estrechez del fondo impide o limita sustancialmente tanto en unos como en otros el desplazamiento del canal.

- Por el contrario, tanto en las hoces abiertas como en los valles abiertos y disimétricos de la cuenca sedimentaria, así como en el tramo de valle de tipo nava, el índice de sinuosidad total de cauce es significativamente más elevado que el índice de sinuosidad total del valle, lo cual pone de manifiesto que en ellos el canal divaga sobre el fondo, dibujando un patrón entre sinuoso y ligeramente meandriforme (como en el caso de río Duratón, que presenta un ISTC de 1,48). A diferencia de los tipos de valle anteriores, éstos presentan un fondo relativamente amplio -entre 100 y 300 m en los valles abiertos y entre 125 y 150 m en las hoces abiertas (a excepción de la de Burgomillodo, que se aproxima a los 300 m de ancho)-, lo que indica que a medida que

aumenta el fondo del valle también aumenta la sinuosidad del canal. En todo caso, es característica la combinación de valles fundamentalmente rectilíneos con canales fluviales de mediana o alta sinuosidad.

- En los valles de la cuenca, en especial en el valle abierto del Duratón y en algunos tramos de los del Serrano y el Cerezuelo, el cauce dibuja toda una serie de meandros divagantes de corto radio de curvatura, que en muchas ocasiones exceden a los límites del propio fondo, penetrando en mayor o menor medida en el ámbito de las laderas de los valles (sobre las que realizan una activa labor de zapa).

Gargantas y navas						
	<i>Río Duratón</i>	<i>Río Cerezuelo</i>	<i>Río Serrano</i>	<i>Río San Juan</i>		
	Las Rades	Aº Cerezuelo	Aº Serrano	Valdeobispo	Nava Pradenilla	
Longitud media del valle	3.811,0	7.816,9	8.386,2	2.960,2	765,6	
Longitud del canal	3.842,7	8.037,0	8.635,1	3.068,8	973,0	
Distancia aérea más corta	3.381,3	7.202,3	7.761,6	2.581,4	750,3	
Índice de sinuosidad total del valle (ISTV)	1.13	1.09	1.08	1.15	1.02	
Índice de sinuosidad total del canal (ISTC)	1.14	1.12	1.11	1.19	1.30	
Índice de sinuosidad medio del canal (ISMC)	1.01	1.03	1.03	1.04	1.27	

Hoces abiertas					
	<i>Río Duratón</i>		<i>Río San Juan</i>		
	Siguero-Sigueruelo	Burgomillado/Aº del valle	Cañón de Castroserna de Arriba	Hoz de Aldealcorvo	Hoz de San Miguel de Neguera
Longitud media del valle	4.413,0	2.210,7	2.329,7	2.260,7	1.943,9
Longitud del canal	5.206,9	2.931,4	2.424,6	2.372,9	2.155,0
Distancia aérea más corta	4.016,9	2.158,4	2.091,6	2.185,8	1.811,0
Índice de sinuosidad total del valle (ISTV)	1.10	1.02	1.11	1.03	1.07
Índice de sinuosidad total del canal (ISTC)	1.30	1.36	1.16	1.09	1.19
Índice de sinuosidad medio del canal (ISMC)	1.18	1.33	1.04	1.05	1.11

Hoces estrechas							
	<i>Río Duratón</i>	<i>Río Castilla</i>		<i>Río San Juan</i>			
	Hoces del Duratón	Cañón de Casla	Hoz-combe de Sepúlveda	Cañón de Prádena	Cañón de Castroserna de Abajo	Hoz Presa del Barrio	Tramo final Presa del Barrio
Longitud media del valle	31.187,0	5.147,3	5.839,8	4.760,2	6.525,9	6.692,1	1.116,2
Longitud del canal	32.424,0	5.317,2	5.957,2	4.966,9	6.836,8	6.813,3	1.120,7
Distancia aérea más corta	18.915,7	4.628,3	4.294,9	4.419,5	5.660,9	5.162,1	756,4
Índice de sinuosidad total del valle (ISTV)	1.65	1.11	1.36	1.08	1.15	1.30	1.48
Índice de sinuosidad total del canal (ISTC)	1.71	1.15	1.39	1.12	1.21	1.32	1.48
Índice de sinuosidad medio del canal (ISMC)	1.04	1.03	1.02	1.04	1.05	1.02	1.00

Valles abiertos					
	<i>Río Duratón</i>	<i>Río Cerezuelo</i>	<i>Río Serrano</i>	<i>Ríos Castilla</i>	<i>Río San Juan</i>
	Duruelo-Duratón	Cerezo de Arriba-Duruelo	Soto de Sepúlveda-El Olmo	Santa Marta-Vellosillo	Villafranca
Longitud media del valle	10.823,1	8.058,0	16.367,6	10.595,7	2.041,4
Longitud del canal	14.118,2	9.306,5	19.650,1	11.781,2	2.255,0
Distancia aérea más corta	9.559,4	7.855,6	14.881,6	10.066,2	1.744,4
Índice de sinuosidad total del valle (ISTV)	1.13	1.03	1.10	1.05	1.17
Índice de sinuosidad total del canal (ISTC)	1.48	1.18	1.32	1.17	1.29
Índice de sinuosidad medio del canal (ISMC)	1.30	1.15	1.20	1.11	1.10

Tabla I.2. Valores de sinuosidad de los cauces de los ríos según los tramos de valle diferenciados

Finalmente, el *índice de sinuosidad medio del canal* (ISMC), definido por la relación entre la longitud del canal y la longitud media del valle, permite obtener una mejor clasificación del tipo de trazado del cauce de los diferentes tramos de los valle. Así, los

bajos valores de este índice obtenidos en las gargantas, las hoces o cañones estrechos y algunos sectores de las hoces o cañones abiertos, indican que en ellos los canales son entre rectilíneos y sinuosos, con poca movilidad y bastante calibrados. En contraposición, los valores algo más elevados -entre 1,30 y 1,10- obtenidos en los tramos de valle que se excavan en la cuenca sedimentaria o en el pequeño valle de tipo nava, son propios de canales apreciablemente sinuosos y en algunos casos ya con ciertos rasgos meandriiformes. La división, que más adelante se hará, de los tramos de valle abierto de la cuenca en subtramos permitirá definir y localizar aquellos sectores relativamente meandriiformes donde el ISMC es algo mayor, los cuales suelen coincidir con los ámbitos donde los ríos parecen desarrollar una mayor actividad erosiva tanto de fondo como lateral.

CAPÍTULO II

LA ESTRUCTURA GEOLÓGICA DEL TERRITORIO Y SU MANIFESTACIÓN GEOMORFOLÓGICA

INTRODUCCIÓN

El territorio estudiado ocupa una reducida porción del sector interior de la Meseta central española (SOLÉ SABARÍS, 1988) y se corresponde con el área de enlace entre dos de las grandes unidades morfoestructurales que la componen: el zócalo antiguo, también denominado Zócalo Hespérico (HERNÁNDEZ PACHECO, 1932) o Macizo Ibérico (LAUTENSACH, 1967), y la Depresión terciaria del Duero (Fig. II.1).

Por lo que se refiere al Macizo Ibérico, este territorio se localiza en el borde nororiental del Sistema Central, concretamente en el área de enlace entre las sierras de Guadarrama y Somosierra constituidas por rocas silíceas precámbricas y paleozoicas, mientras que dentro del marco de la Depresión del Duero, rellena por materiales sedimentarios depositados en un régimen continental desde el Paleógeno hasta el Cuaternario más reciente (PORTERO *et al.*, 1982; SANTISTEBAN *et al.*, 1996b) ocupa un sector de su borde suroriental. Marcando el contacto de estas dos grandes unidades aparece además una orla mesozoica plegada, que en unos casos se encuentra adosada al pie de los relieves montañosos del Sistema Central y en otros constituye la cobertera de una serie de macizos satélite o bloques aislados del zócalo, que emergen de la Depresión del Duero y diferencian en su margen meridional la denominada Prefosa de Segovia (ARMENTEROS y CORROCHANO, 1983).

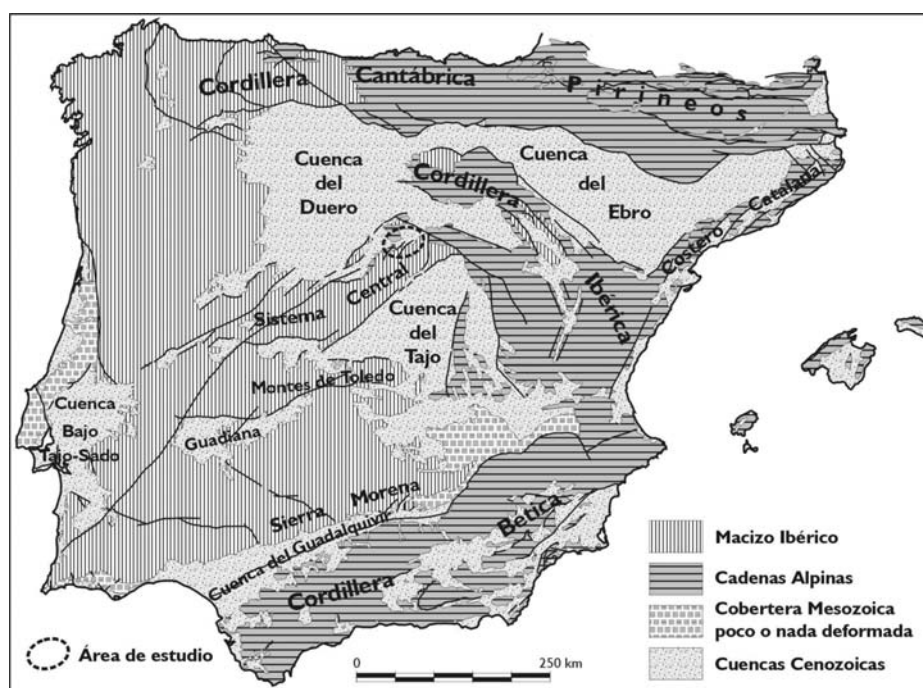


Fig. II.1. Localización del área de estudio en el contexto geológico de la Península Ibérica. Simplificado de Solé Sabarís (1988) y Vera *et al.*, (2004).

Esta particular y singular localización ha determinado la diversidad litológica y la complejidad estructural que caracterizan al territorio estudiado, donde de manera general pueden diferenciarse tres grandes conjuntos litoestructurales:

a) El conjunto correspondiente a los *materiales antiguos del zócalo hercínico*, compuesto por unidades metasedimentarias del Precámbrico y el Paleozoico inferior y por series de ortogneises glandulares pre-hercínicos, que fueron fuertemente deformados y metamorfizados durante la orogenia hercínica y junto con los que aparecen también materiales ígneos derivados de intrusiones tardi-hercínicas. Este conjunto constituye el límite meridional del área de estudio y se prolonga en los relieves del Sistema Central que forman el enlace del Guadarrama oriental con Somosierra.

b) El conjunto correspondiente a los *materiales detrítico-carbonatados del Cretácico superior*, que provienen de la sedimentación en un ambiente marino de plataforma con episodios de influencia continental desarrollada en este período final del Mesozoico. Constituye una cobertera sedimentaria bien estratificada que reposa sobre los materiales del zócalo y se encuentra deformada y plegada como consecuencia de los movimientos tectónicos de la orogenia alpina. Aparece en el sector septentrional del área estudiada, conformando los relieves destacados de la Serrezuela o Macizo satélite de Monterrubbio, y en el borde suroccidental de la misma, formando bandas calcáreas en el piedemonte de las alineaciones del Sistema Central.

c) El conjunto correspondiente a los *materiales detríticos del Terciario*, que proceden de la erosión de los bloques levantados de Guadarrama y Somosierra y rellenan con sus típicas facies de borde cubetas sinclinales o subfosas tectónicas integradas en la cuenca sedimentaria del Duero. Estas formaciones aclinales aparecen ampliamente representadas en el área de estudio, dentro de la cual ocupan la estrecha subfosa marginal que, a modo de corredor, separa el piedemonte Norte de las citadas sierras y el macizo satélite de Monterrubbio, si bien en el extremo suroriental se integran en el propio piedemonte de Somosierra.

A estos tres conjuntos, fundamentales desde el punto de vista litológico y estructural, se les podría añadir uno más integrado por los *depósitos detríticos de edad cuaternaria* relacionados con el establecimiento y la actividad sedimentadora de la red fluvial, con la acción eólica y con la dinámica de laderas. Dado que su significado es básicamente geomorfológico y teniendo en cuenta que uno de los principales objetivos de este trabajo es llegar a reconstruir los procesos de modelado que actuaron en la cuenca del Duratón durante el Cuaternario, las características litoestatigráficas y la disposición de este conjunto se expondrán de forma pormenorizada a lo largo de los capítulos siguientes.

Dejando aparte estas formaciones relacionadas con procesos muy recientes o incluso actuales, el análisis de los materiales de los tres conjuntos diferenciados que constituyen el armazón estructural del territorio se ha abordado mediante un trabajo de gabinete exhaustivo que ha consistido, primero, en la recopilación y síntesis de la bibliografía existente y, después, en la realización de un mapa geológico adaptado al enfoque de la investigación. Buena parte

de los trabajos recopilados recogen una detallada y precisa información sobre los caracteres litoestratigráficos del roquedo aflorante en el área, algunos de cuyos aspectos exceden lo necesario o no se adecuan a dicho enfoque; de ahí que en este trabajo, con objeto de no introducir información superflua ni ser demasiado reiterativos, sólo se describen los rasgos más significativos de cada grupo o unidad, dando especial relevancia a aquellos que pueden tener una mayor influencia geomorfológica.

La localización y la distribución de las unidades litoestratigráficas diferenciadas se ha plasmado en el levantamiento de un mapa geológico a escala 1:50.000. Este documento cartográfico se ha elaborado utilizando como base inicial el contenido de las hojas correspondientes al territorio del Mapa Geológico de España (serie del proyecto MAGNA, editada por el ITGE). A pesar de que sólo está publicada la hoja 458 (Prádena), ha sido posible consultar en el Instituto Geológico y Minero la minuta y la memoria de las restantes - 402 (Olombrada), 403 (Maderuelo), 430 (Cantalejo), 431 (Sepúlveda) y 432 (Riaza)-, que ya están realizadas y se encuentran pendientes de edición.

En el mapa elaborado a partir de la fusión y síntesis de los antes citados se ha creído conveniente y necesario incluir, además de la correspondiente al área objeto de estudio, la información litoestructural de las áreas serranas del Guadarrama oriental y Somosierra donde tienen su cabecera el río Duratón y sus afluentes, ya que resulta de indudable valor el conocimiento del marco geológico en el cual estos valles inician su modelado para interpretar su evolución geomorfológica de conjunto.

II.1. LAS CARACTERÍSTICAS LITOESTRATIGRÁFICAS.

Como se ha señalado y según se aprecia en la cartografía geológica realizada, las rocas que afloran en el área investigada pertenecen, de un lado, al zócalo hercínico formado por materiales metamórficos e ígneos y, de otro, a los recubrimientos constituidos por materiales sedimentarios marinos y continentales depositados sobre él en los tiempos mesozoicos y terciarios. Además aparecen depósitos detríticos sin litificar de edad cuaternaria, los cuales - por las razones que se han explicado anteriormente- serán tratados y analizados en los capítulos sucesivos de este trabajo.

II.1.1. LOS MATERIALES DEL ZÓCALO HERCÍNICO.

Los materiales del zócalo hercínico representados en el área de estudio se integran en los bloques levantados que forman los relieves montañosos del segmento nororiental del Sistema Central Español y han sido incluidos mayoritariamente, según las diversas zonificaciones que en base a criterios estratigráficos y petrológicos se han realizado en el

Macizo Ibérico, en la “zona galaico-castellana” de LOTZE (1945), en la “zona centroibérica” de JULIVERT *et al.*, (1972) o en la “zona castellana” de APARICIO YAGÜE y GARCÍA CACHO (1987). Proceden de formaciones precámbricas y paleozoicas que fueron fuertemente deformadas en los movimientos tectónicos pre-hercínicos y sobre todo durante la orogenia herciniana, dentro de la cual se han reconocido tres fases principales (F1, F2 y F3) y varias fases tardías (F4, F5 y fase de fracturación tardihercínica). De ellas derivan las macroestructuras de deformación más relevantes que pueden reconocerse en este sector del zócalo, así como las estructuras menores que caracterizan su roquedo (esquistosidades, micropliegues, lineaciones, venas de segregación, cuñas tectónicas, etc) (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970; CAPOTE *et al.*, 1987; GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, 1988; AZOR *et al.*, 1991; 1994; MACAYA *et al.*, 1991; DOBLAS, 1991; DOBLAS *et al.*, 1994; GONZÁLEZ CASADO, 1987a; ÁBALOS *et al.*, 2002). Asimismo, esta orogénesis fue acompañada por un metamorfismo regional producido en sucesivos episodios y en condiciones diferentes de presión y temperatura, que tuvo como consecuencia una significativa diferenciación petrológica y una completa zonación mineral o metamórfica (FÚSTER y GARCÍA CACHO, 1979; BARD *et al.*, 1971; GONZÁLEZ CASADO, 1987b; ARENAS *et al.*, 1980, 1991; ESCUDER y VALVERDE, 1999).

Las características litoestratigráficas de las rocas y la estructura tectonometamórfica creada por la orogenia hercínica ha permitido dividir el zócalo del Sistema Central en varios dominios, dentro del conjunto de los cuales el sector oriental de la cadena -donde se localiza la cabecera de la cuenca objeto de estudio- constituye una de las áreas más complejas. Ello se debe a que diversos autores han reconocido en él el tránsito o límite entre dos de estos dominios. Así, mientras APARICIO YAGÜE y GARCÍA CACHO (1987) lo integran en su totalidad dentro del gran “anticlinorio de Somosierra-Guadarrama” y DÍEZ BALDA *et al.*, (1990) dentro del “Dominio de los pliegues acostados”, el sector estudiado se reparte entre el “dominio central” y el “dominio oriental” de BELLIDO *et al.*, (1981), entre el “complejo de Guadarrama” y el “complejo de Somosierra-Ayllón” de CAPOTE *et al.*, (1981, 1982) (Fig. II.2), así como entre los dominios “oriental” y “occidental” definidos por MACAYA *et al.*, (1991).

Con una u otra denominación, estos dos dominios estarían separados por una zona de cizalla dúctil, conocida como Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza (CAPOTE *et al.*, 1977; ARENAS *et al.*, 1982; GONZÁLEZ CASADO y DE VICENTE, 1987; GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, 1988). Este accidente tectónico, que se prolonga también hasta el Macizo satélite de Honrubia (CAPOTE *et al.*, 1981; GONZÁLEZ CASADO *et al.*, 1985, 1983), separa nítidamente dos ámbitos con características litoestratigráficas y metamórficas contrastadas: el Dominio Oriental, constituido por rocas metasedimentarias (micaesquistos, cuarzo-esquistos y cuarcitas) con niveles intercalados de ortogneises, cuya edad iría del preordovícico al Devónico inferior; y el Dominio Occidental, compuesto principalmente por

metasedimentos (paragneises pelíticos) y rocas ortoderivadas (ortogneises y leucogneises), afectadas por un metamorfismo de alto grado, y, cuya edad es básicamente preordovícica. Asimismo, es frecuente la aparición de materiales plutónicos, relacionados con magmatismo tardihercínico.

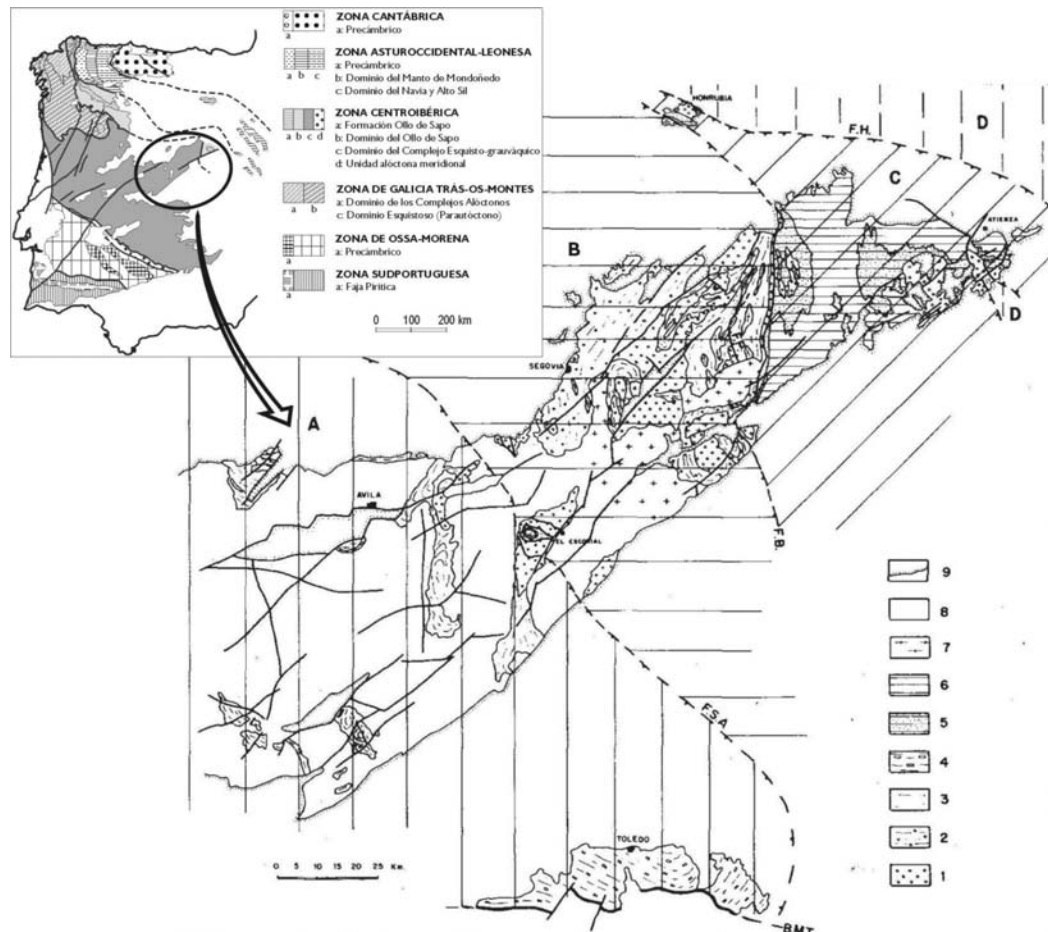


Fig. II.2. Localización del área de estudio dentro del Macizo Ibérico (según de Julivert *et al.*, 1972) y esquema tectónico general del Sistema Central según Capote *et al.*, (1981). 1. Gneises glandulares; 2. Gneise glandulares fémcicos; 3. Gneise Buitrago; 4. Unidad cristalina de Toledo; 5. Tremadoc; 6. Arenig a Devónico inferior; 7. Granitoides estructurados; 8. Granitoides tardihercínicos; 9. Cobertura posthercínica. A: Complejo tectónico de Gredos. B: Complejo de Guadarrama. C: Complejo de Somosierra-Ayllón. D: Unidad de Angón. FH: Falla de Berzosa. FP: Falla de Piñuecar. FSA: Falla de Santa María de la Alameda. BMT: Banda Milonítica de Toledo.

En las interpretaciones más recientes, llevadas a cabo también en el sector oriental del Sistema Central por ESCUDER *et al.*, (1998) y ESCUDER y VALVERDE (1999), se propone un modelo estructural según el cual ambos dominios fueron afectados conjuntamente por dos eventos tectonometamórficos. El primero o F1 fue compresional, dando lugar a pliegues vergentes al E y NE y metamorfismo de presión intermedia, mientras que el segundo o F2, que actuó en el intervalo de tiempo comprendido entre 337 y 321 Ma BP, fue extensional y en relación él se produjo la zona de cizalla dúctil de escala cortical de Berzosa-Riaza, con una anchura media superior a los 5 kms y una banda de rocas intensamente deformadas y afectadas por un metamorfismo de baja presión y alta temperatura. Tras este

episodio se desarrollaría una fase más tardía de fracturación con aparición de fallas oblicuas normales de bajo grado o *detachments*. Éstos, que se superponen a la zona de cizalla con una dirección NNE-SSO y presentan buzamientos medios o medios-altos hacia E, son: el *detachment* de Montejo, que marca el límite meridional de la zona de cizalla y la separación de los dominios occidental y oriental definidos por MACAYA *et al.*, (1991); y el *detachment* del Cevrinal, que coincide prácticamente con la traza de tradicionalmente atribuida a la falla de Berzosa (Fig. II.3 y Fig. II.4). Asociados a ellos, en especial a este último, se desarrolla una importante red de venas de cuarzo de espesores centimétricos, decimétricos y métricos (ARENAS *et al.*, 1982; GONZÁLEZ CASADO, 1987; ESCUDER y VALVERDE, 1999).

Así pues, los afloramientos que constituyen las elevaciones montañosas de Somosierra y su tránsito hacia las del Guadarrama oriental, donde tienen su cabecera el río Duratón y sus afluentes (San Juan, Caslilla y Serrano), pueden agruparse -tal como recoge la cartografía geológica realizada- en un gran dominio o complejo occidental y otro oriental de menor extensión, el límite entre los cuales viene establecido por la falla de bajo ángulo o *detachment* de Montejo, cuya prolongación en el área estudiada coincide significativamente con el trazado del arroyo de la Garganta (ESCUDER y VALVERDE, 1999; ESCUDER *et al.*, 1996, 1998).

Al dominio occidental pertenece una amplia banda territorial que, con dirección SW-NE, se extiende desde las estribaciones montañosas del municipio de Prádena (Peña Quemada, 1832 m) hasta la señalada falla o *detachment* del arroyo de la Garganta, la cual se prolonga en dirección NNE hasta quedar soterrada bajo las formaciones detríticas terciarias aguas arriba del arroyo de Valseco. Se caracteriza a grandes rasgos por la presencia exclusiva de series preordovícicas y por la gran extensión de los afloramientos de ortogneises glandulares y leucogneises, afectados por un metamorfismo regional intenso y por la intrusión, aunque moderada, de cuerpos granitoides tardíos.

Al dominio oriental, por su parte, sólo pertenece el margen SE del área estudiada, localizándose a Levante de la falla o *detachment* de Montejo sobre las altas laderas escarpadas y cumbres de Somosierra en el sector de La Pinilla, donde se sitúa la máxima culminación del tramo (el Pico del Lobo, de 2272 m); en la parte baja de las laderas y en el piedemonte el roquedo perteneciente a este dominio se encuentra parcialmente fosilizado por las formaciones detríticas terciarias. Dicho roquedo está formado por una potente secuencia de rocas metasedimentarias cuya edad oscila entre el Precámbrico y Ordovícico inferior, afectadas por un metamorfismo de grado bajo y carentes de intrusiones plutónicas tardías.

Los materiales que constituyen el zócalo hercínico en el área estudiada se han agrupado, por lo tanto, en dos grupos principales: rocas metamórficas, que pueden tener origen metasedimentario u ortoderivado, y rocas ígneas. Asimismo dentro del primer grupo -y como se acaba de explicar- la falla de bajo ángulo o *detachment* de Montejo separa dos dominios con características litológicas, estructurales y metamórficas contrastadas.

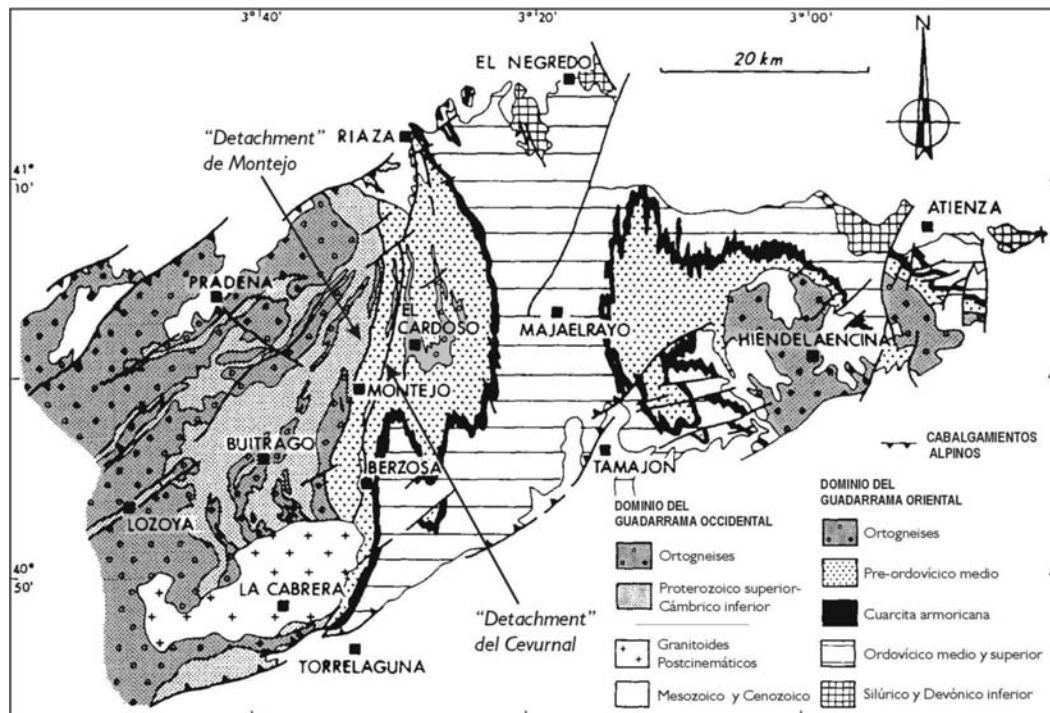
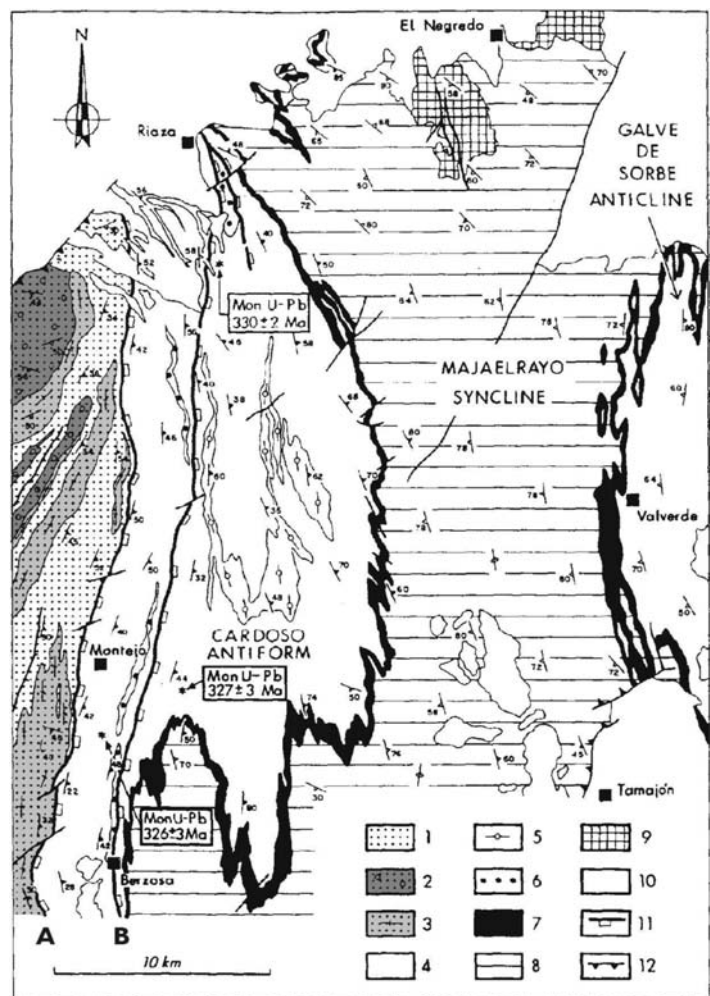


Fig. II.3. Esquema geológico del borde oriental del Sistema Central Español según Escuder et al., (1998)

Fig. II.4. Mapa geológico del sector oriental de Somosierra según Escuder et al., (1996) y Escuder y Valverde, (1999). **Dominio occidental.** 1. Paragneises; 2. Augen-gneises y leucogneises variablemente migmatizados; 3. Gneises cuarzofeldespáticos bandeados, leucogneises y leucogranitos. **Dominio oriental.** 4. Micaesquistos preordovícicos; 5. Metavulcanitas ácidas (gneises de El Cardoso, $480 \pm 2\text{Ma}$); 6. Augen-gneises (ortogneises de Berzosa y Rianza); 7. Cuarcita armoricana (Arenig); 8. Serie Rodada (Ordovícico Medio-Superior); 9. Silúrico; 10. Mesozoico y Cenozoico. 11. "Detachments" extensionales de bajo grado, A: de Montejo y B: del Cevrinal.



II.1.1.1. Las rocas metamórficas del Dominio Occidental

Las rocas metamórficas del dominio occidental proceden de cuerpos intrusivos prehercínicos y de una serie sedimentaria preordovícica, los cuales en conjunto han sido intensamente deformados y han sufrido un fuerte metamorfismo, que en bastantes ocasiones alcanza la anatexia, durante la orogenia hercínica, siendo difícil establecer los contactos entre los materiales orto y paraderivados. Se han diferenciado, sin embargo, dos complejos litológicos: uno, de gran extensión de afloramiento, constituido fundamentalmente por ortogneises y otro, de menor extensión, formado por metasedimentos.

II.1.1.1.1. Ortogneises glandulares y leucogneises

Este conjunto de materiales ortoderivados está formado genéricamente por gneises cuarzofeldespáticos de aspecto masivo emplazados en el sector más septentrional de la Sierra de Guadarrama, entre la ciudad de Segovia y el puerto de Somosierra (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1971; BELLIDO *et al.*, 1981; AZOR *et al.*, 1994; GARCÍA CACHO y APARICIO YAGÜE, 1987). Las características de estos materiales son análogas o equivalentes a las de la formación porfiroide del “Ollo de Sapo”, que aflora en Galicia, Zamora y en el centro de la Península (Hiendelaencina y Honrubia); la diferencia con ella radica en que en este sector de Sistema Central ha sido transformada en gneises glandulares como consecuencia del más intenso metamorfismo hercínico (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1971).

Dentro del área de estudio, estos gneises, a veces asignados por proximidad a la indicada formación “Ollo de sapo” de Hiendelaencina (ARENAS *et al.*, 1982; BISCHOFF *et al.*, 1980) o a la Formación de La Morcuera (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970, 1971), pueden ser divididos en varios tipos o litofacies en función de los caracteres de su textura glandular:

El primero está representado por **ortogneises glandulares**, que se localizan principalmente en el piedemonte de Somosierra, a ambos lados de la Autovía de Burgos, donde se emplazan núcleos de población como Siguero, Las Rades, Villarejo y Santo Tome del Puerto; también, aparecen de manera excepcional en un pequeño afloramiento situado aguas abajo de la confluencia de los ríos Duratón y Caslilla en las proximidades de Sepúlveda. Desde un punto de vista petrográfico, estos gneises mesocratos-melanocratos (ITGME, 1991) se caracterizan por su composición cuarzofeldespática muy rica en biotita de grano medio a grueso, su textura porfídica idioblástica y por la presencia de megacrístales o glándulas de feldespato potásico, cuyo tamaño medio suele ser de unos 5 cm aunque algunas alcanzan los 10 cm, las cuales se encuentran englobadas en una matriz micácea gris oscura o negra.

Un segundo tipo está constituido por **leucogneises** a veces con glándulas. Se localizan éstos en el piedemonte del sector más occidental, formando una estrecha banda entre Prádena y Castroserna de Arriba. También, aparecen en las laderas y culminaciones del tramo de enlace Guadarrama oriental-Somosierra. Se trata de gneises cuarzofeldespáticos, de color claro (muy leucocrátos) de grano medio a fino, con bajo contenido en biotita y con glándulas esporádicas de pocos centímetros. Se caracterizan además por presentar una foliación isoclinal, con una dirección W-E y buzamientos de 20 a 25° hacia el S, claramente apreciable como consecuencia de su textura en laminas finas marcadas por la alternancia de bandas lepidoblásticas con biotita y sillimanita y bandas claras granolepidoblásticas de composición cuarzofeldespáticas (FÚSTER y RUBIO, 1980)

II.1.1.1.2. Paragneises, metareniscas, esquistos y metacuarcitas.

Esta unidad incluye un conjunto de materiales metasedimentarios, que probablemente proceden de una serie sedimentaria constituida por pelitas, grauwacas y areniscas con intercalaciones aisladas de margas y calizas (AZOR *et al.*, 1994). Al haber sufrido un metamorfismo moderado, se caracteriza por formar una grupo muy heterogéneo constituido por varios tipos litológicos de edad preordovícica y probablemente cámbrico inferior, que puede integrarse dentro de la denominada Formación Buitrago (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975; ARENAS *et al.*, 1982).

Estos metasedimentos están formados por una sucesión alternante de paragneises y esquistos entre los que se intercalan frecuentemente niveles de metareniscas, metacuarcitas y lentejones aislados de rocas calcosilicatadas y anfibolitas. Desde un punto de vista mineralógico y textural, los paragneises de grano fino a medio son de colores grises, presentando un bandeo característico por la alternancia mineralógica de niveles cuarzofeldespáticos y micáceos. Los esquistos, son de composición biotítico-sillimanítica y de tonalidades marrones o grisáceos. Las metareniscas, que se presentan en niveles decimétricos a métricos, son de colores grises en fresco y ocre-grisáceos en alteración y su composición corresponde a cuarzo, feldespato y, en menor proporción a biotita y sillimanita, si bien en ocasiones el cuarzo aparece como componente mayoritario, dando lugar a metacuarcitas, constituidas casi exclusivamente por este mineral. Y, finalmente, las metabasitas se intercalan irregularmente a modo de lentejones de reducidas dimensiones y espesores centimétricos, estando formadas por silicatos cálcicos y por anfibolitas; sus colores verdes, negros y rosados derivan de la presencia de anfíboles, piroxenos, granate y horblenda (ARENAS *et al.*, 1982; AZOR *et al.*, 1994; ITGME, 1993a, 1995).

Los afloramientos de este complejo metasedimentario pueden reconocerse en una estrecha franja de dirección SW-ENE entre el puerto de Somosierra y los parajes situados al S de Cerezo de Arriba, donde aparecen adosados al *detachment* de Montejo. También se reconocen

estrechas y pequeñas bandas en el extremo suroccidental del área estudiada, en las inmediaciones de Prádena

II.1.1.2. Las rocas metamórficas del Dominio Oriental

Los materiales metamórficos del dominio oriental representados en área de estudio proceden de una potente serie sedimentaria (pelitas y semipelitas con variable contenido samítico) comprendida entre el Precámbrico y el Ordovício inferior (Arenig), que fue deformada durante la orogenia hercínica dando lugar a un amplio conjunto de materiales metasedimentarios, dentro del cual se reconocen pequeñas intrusiones de rocas ígneas prehercínicas. Así, en la cartografía geológica se han diferenciado una gran unidad metasedimentaria y unos cuerpos intrusivos de origen ortoderivado (ortogneises y gneises) con muy escasa extensión de afloramiento.

II.1.1.2.1. Rocas metasedimentarias: micaesquistos, esquistos, metasamitas y cuarcitas

Esta serie metasedimentaria se emplaza en el sector suroriental a partir del *detachment* de Montejo-Arroyo de la Garganta, aflorando en las escarpadas laderas y cumbres de Somosierra, donde tienen su cabecera los principales afluentes del Duratón, el río Cerezuelo y el río Serrano.

Desde un punto de vista litológico, esta unidad, equivalente en gran parte a la Formación Constante (ARENAS *et al.*, 1982), está constituida fundamentalmente por micaesquistos y esquistos, que alternan con abundantes niveles de metasamitas y cuarcitas feldespáticas y esporádicos niveles de rocas de silicatos cálcicos y anfibolitas. También es importante mencionar la presencia de numerosas venas de cuarzo, localizadas en estrechas bandas subparalelas al *detachment* del alto del Cevurnal-La Pinilla (ARENAS *et al.*, 1980, 1982; GONZÁLEZ CASADO, 1987c; ESCUDER y VALVERDE, 1999), accidente tectónico que se corresponde aproximadamente con la traza tradicional de la falla de Berzosa-Riaza (ARENAS *et al.*, 1981; GONZÁLEZ CASADO y DE VICENTE, 1987) y parece diferenciar en esta unidad una secuencia de carácter esencialmente micaesquistoso, situada al Oeste del citado accidente, de otra más metasamítica y cuarcítica, localizada al Este del mismo (ITGME, 1995).

II.1.1.2.2. Gneises glandulares

En el dominio oriental, dentro del área de estudio, la presencia de materiales gneísicos es escasa, aflorando en pequeñas y estrechas bandas de reducida extensión. Se localizan éstas al E del *detachment* del Cevurnal, al que se acaba de hacer referencia, sobre la margen derecha del río Cerezuelo entre La Pinilla y el Pico del Lobo.

Las características litológicas de estos gneises glandulares son extensibles a los ortogneises del dominio occidental, si bien la literatura científica ha diferenciado varios tipos: el primero, “Gneis de Berzosa-Nazaret-Riaza” (FERNÁNDEZ CASALS, 1974; CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975; NAVIDAD, 1975, 1978), es cuarzofeldespático y presenta glándulas de feldespato potásico cuyo tamaño oscila entre 3 y 5 cm; y, el segundo tipo - apenas con representación cartográfica significativa en el área de estudio-, es el “Gneis del Cardoso”, de grano fino o microglandular, con glándulas inferiores a 1 cm, aplastadas y sigmoides y englobadas en una matriz micácea y cuarzofeldespática (ITGME, 1995).

II.1.1.3. Rocas ígneas hercínicas y rocas filonianas

Las rocas metamórficas antes descritas se han visto afectadas por intrusiones de tipos variados de granitoides en las etapas tardías de la orogenia herciniana (APARICIO *et al.*, 1983). Estas intrusiones tardihercínicas, relacionadas con manifestaciones magmáticas o hidrotermales, están representadas en el área de estudio en el pequeño afloramiento plutónico de composición granodiorítico-tonalítica de Ventosilla y el dique de cuarzo situado al NW de este afloramiento, al S de Castroserna de Arriba (FÚSTER y RUBIO, 1980).

II.1.1.3.1. Tonalitas y granodioritas

La pequeña masa plutónica de Ventosilla, cuyo afloramiento no supera los 2 km², presenta un contacto intrusivo con los leucogneises por el S y el W. Por el N y NW está limitado por una falla inversa o cabalgamiento, de dirección NE-SW, al otro lado de la cual aflora la cobertera mesozoica, mientras que por el E y NE se encuentra fosilizada por ésta (FÚSTER y RUBIO, 1980). Dentro de este pequeño plutón se han diferenciado dos zonas: una de borde, de unas decenas de metros de espesor y composición mayoritariamente tonalítica, con tamaño de grano más fino y color más oscuro; y otra central, más ácida y leucocrática y cuya textura es granodiorítica y con un mayor tamaño de grano.

II.1.1.3.2. Rocas filonianas

Finalmente, las rocas filonianas están presentes en la zona estudiada, principalmente, en el dique de cuarzo de unos dos kilómetros de longitud que constituye la cresta del Monte Cerrón, al SW de Castroserna de Arriba (MORENO SANZ, 1988, ITGME, 1995). Este dique, cuya potencia es de aproximadamente 5 m, presenta una dirección N 40-45°, paralela al sistema de fallas alpinas cabalgantes sobre la cobertera.

Otras manifestaciones filonianas de menor trascendencia se localizan en las laderas de la sierra al S de Prádena y se corresponden con diques de cuarzo y diques de aplita de composición pegmatítica.

II.1.2. LOS MATERIALES SEDIMENTARIOS MESOZOICOS.

Los afloramientos mesozoicos del área investigada, que aparecen ampliamente representados en el bloque satélite de Monterrubio, en especial en el Macizo de Sepúlveda, y, dentro del piedemonte, en una serie de bandas separadas por materiales metamórficos e ígneos, proceden de sedimentos detríticos siliciclásticos de origen continental y carbonatados de origen marino depositados durante el Cretácico superior en varios ciclos de transgresión y regresión. Estas formaciones se sedimentaron sobre el zócalo hercínico, formando una cobertera o tegumento, que se vio posteriormente afectada por las fases tectónicas alpinas.

Las rocas sedimentarias de edad cretácica han sido detalladamente estudiadas en la provincia de Segovia por ALONSO (1981), quien diferencia con bastante precisión siete unidades litoestatigráficas con rango de Formación, dentro de las cuales describe algunos Miembros. Estas unidades han sido definitivamente formalizadas por ALONSO *et al.*, (1982) con motivo del trabajo de conjunto realizado sobre el Cretácico en España. De acuerdo con la información recogida en los trabajos de estos autores se ha realizado su representación en el mapa de síntesis geológica, completándola en algunos casos con la proporcionada por las hojas inéditas de Sepúlveda, Cantalejo (ITGME, 1993) y Prádena (ITGME, 1991).

La sedimentación de los materiales cretácicos, según ALONSO (1981), se realizó en dos ciclos de carácter transgresivo-regresivo: el ciclo primero o inferior se iniciaría en el Cenomaniense con la sedimentación de depósitos terrígenos, tendría un máximo transgresivo durante el Turoniense medio con la sedimentación de materiales carbonatados y terrígeno-carbonatados y finalizaría con una fase regresiva acompañada de retroceso de la línea de costa en el Turoniense superior-Coniaciense. Por su parte, el segundo ciclo o superior, que supone el mayor avance marino en esta región, se inicia en el Coniaciense inferior con depósitos continentales, sobre los cuales se desarrolla en el Santoniense un nuevo impulso transgresivo de mayor extensión y continuidad, que se manifiesta básicamente en la sedimentación de diferentes facies carbonatadas, culminando el ciclo en una nueva fase regresiva con la retirada definitiva del mar durante el Campaniense (ALONSO y FLOQUET, 1982; ALONSO y MAS, 1982).

Durante estos ciclos la sedimentación se vio condicionada por la existencia de escalones o accidentes paleotopográficos (escalón de Pedraza y escalón de Sepúlveda), con un trazado NW-SE coincidente con las direcciones hercínicas (Fig. II.5). Su presencia controló fuertemente la sedimentación de los materiales del ciclo inferior, que no llegaron a rebasar los límites del escalón de Sepúlveda, y de forma más atenuada la de los del ciclo superior (ALONSO, 1981).

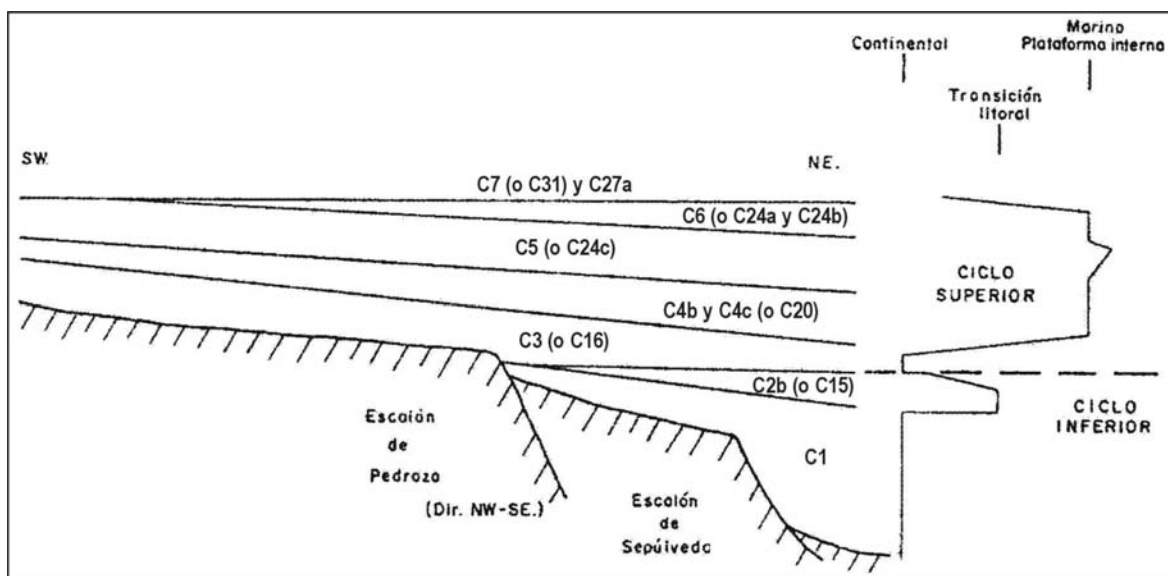


Fig. II.5. Condicionamientos paleogeográficos de la sedimentación cretácica según Alonso (1980)

Los depósitos acumulados durante estas dos etapas o ciclos sedimentarios han sido divididos por ALONSO (1981) en siete formaciones con características litoestratigráficas propias, que se asocian a su vez en dos grupos: el “Grupo inferior terrígeno” y el “Grupo superior carbonatado”.

II.1.2.1. Formaciones terrígenas del Cretácico superior

Este grupo inferior, que abarca desde el Cenomaniense hasta el Coniaciense inferior, está formado fundamentalmente por un depósito de carácter detrítico siliciclástico (arcillas, arenas, gravas y conglomerados) con alguna intercalación carbonatada. El estudio de sus características sedimentológicas (granulometría, morfometría y composición de la fracción arena), que en gran parte son equivalentes a las de la “facies Utrillas”, fue uno de los primeros trabajos realizados acerca del Cretácico de la provincia de Segovia (ASENSIO AMOR y SÁNCHEZ CELA, 1968a, 1968b; SÁNCHEZ CELA, 1969).

Dentro del área de estudio las formaciones pertenecientes a este Grupo o tramo inferior aparecen bien representadas en dos ámbitos: en el piedemonte del Sistema Central, donde se localizan al N de Prádena y al E y SE de Ventosilla, reposando directamente sobre materiales del zócalo hercínico; y en el Macizo de Sepúlveda, donde pueden reconocerse con claridad a lo largo de la flexión anticlinal de Sepúlveda (en varios kilómetros entre dicha población y el Villar de Sobrepeña) y en el anticlinal de Urueñas (entre esta localidad e Hinojosas del Cerro). También pueden observarse en las vertientes que enmarcan el embalse de Burgomillado.

Dentro de este Grupo se han diferenciado en la cartografía geológica tres unidades litológicas:

II.1.2.1.1. Conglomerados cuarcíticos, gravas, arenas y arcillas

Esta unidad litológica se corresponde con el Miembro “Arenas de Carabias C1” de la Formación Arenas de Utrillas (ALONSO *et al.*, 1982), definido previamente con el rango de Formación (“Arenas de Carabias -C1-”) por ALONSO (1981). En el área de estudio se apoya directamente sobre un paleorrelieve modelado sobre los materiales metamórficos y graníticos del zócalo. Se trata de un conjunto detrítico formado por conglomerados, gravas, arenas y arcillas de tonalidades blancas, rosas y amarillas con características propias de las facies “Utrillas” y cuyo espesor oscila entre 40 y 50 m. Las arenas, que se presentan estratificadas en paquetes de 2-3 m, se componen principalmente de cuarzo y secundariamente de feldespato y mica; las arcillas, forman lentejones de pocos centímetros de espesor; finalmente, los conglomerados están constituidos por cantos de cuarcita bien redondeados.

A veces dentro de esta unidad se intercalan areniscas arcósicas ocreas y arenas con un espesor que no supera los 10 m, que se corresponden con el “Miembro areniscas de Castro - C1a-” (ALONSO, 1981, ITGME, 1993a,b).

II.1.2.1.2. Areniscas, arcillas, margas y dolomías

Esta unidad presenta un cierto carácter carbonatado, aunque predominan en ella los materiales detríticos, y se relaciona con el impulso transgresivo de ciclo sedimentario inferior. Está representado en el área de estudio por la Formación “Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña -C15-” (ALONSO *et al.*, 1982), a la que previamente ALONSO (1981) había dado rango de miembro perteneciente a la Formación “Calizas, margas y arenas de Moral de Hornuez -C2b-”. Desde el punto de vista litológico, esta formación de color amarillento, cuyo espesor oscila entre 15 y 25 m, está formada por arenas finas blancas y amarillas, areniscas de grano fino y muy micáceas, arcillas grises y; en menor proporción, dolomías blancas y amarillas bastante margosas.

II.1.2.1.3. Arenas y arcillas versicolores

Esta unidad constituye el techo del grupo inferior terrígeno y se corresponde con la Formación “Arenas y arcillas de Segovia -C16-” de ALONSO *et al.*, (1982) o C3 de ALONSO (1981). Con una potencia que oscila entre los 20 y los 40 m, presenta un marcado carácter detrítico y se caracteriza por la presencia de arenas arcósicas blancas (formadas por cuarzo y feldespato), limos y arcillas rojas y verdes y algunos niveles de conglomerados, constituidos por cantos de cuarcita embalados en una matriz areno-arcillosa.

En líneas generales, el tramo inferior terrígeno se apoya en discordancia sobre los materiales gneísicos y graníticos que constituyen el zócalo, mientras que el contacto de la última unidad del grupo inferior terrígeno con la primera formación del grupo superior carbonatado es normal y neto, pasándose bruscamente de arenas y arcillas a dolomías.

II.1.2.2. Formaciones carbonatadas del Cretácico superior

El Grupo superior carbonatado es resultado del segundo y más importante impulso transgresivo que sufrió esta región durante el Cretácico y está constituido fundamentalmente por calizas dolomitizadas, dolomías y margas. Dentro de él se pueden distinguir cinco unidades litoestratigráficas, cuyas edades están comprendidas entre el Coniaciense de la base del Grupo y el Campaniense del techo. Estas unidades, que aparecen en el sector suroccidental del área de estudio formando parte del piedemonte de Prádena y en el sector septentrional de la misma constituyendo el vasto afloramiento del macizo de Sepúlveda, son las siguientes:

II.1.2.2.1 Dolomías tableadas

Se corresponde con la “Formación Dolomías tableadas de Caballar -C20-” de ALONSO *et al.*, 1982, integrada por el “Miembro dolomías tableadas de Caballar -C4b-” y el “Miembro Areniscas y arcillas de Hontoria -C4c-” descritas anteriormente por ALONSO (1981). Con una potencia variable que no suele superar los 30 metros está formada por dolomías, areniscas dolomíticas y arenas finas, entre las cuales hay intercalados niveles de margas dolomíticas y arcillas de color verde y gris-negruzco. Las dolomías, que constituyen el material predominante, son de colores claros y se presentan en lechos tableados de espesor decimétrico y regular.

II.1.2.2.2. Dolomías y calizas con intercalaciones margo-dolomíticas

Esta unidad se incluye dentro del Miembro “Calizas de Linares” -C24c- perteneciente a la Formación “Calizas y dolomías de Castrojimenó -C24-” definida por ALONSO *et al.*, (1982), previamente denominada por ALONSO (1981) Formación “Calizas, dolomías y areniscas dolomíticas de Linares-Ituero -C5-”. Está formada por dolomías recrystalizadas y calizas en las que se intercalan niveles de margas dolomíticas de color amarillento. Este conjunto litológico, que puede reconocerse con claridad en la carretera comarcal que une Sepúlveda y el Villar de Sobrepeña donde alcanza una potencia media de 50 m, se caracteriza por su aspecto relativamente masivo, su textura a veces algo arenosa, sus coloraciones grises y/o rojas y su estratificación en bancos métricos a decamétricos (ITGME, 1993a).

II.1.2.2.3. Dolomías masivas

Esta unidad integra el Miembro “Dolomías de Montejo -C24b-” y el Miembro “Areniscas dolomíticas de Hontoria -C24a-”, pertenecientes ambos a la Formación “Calizas y dolomías de Castrojimeno -C24-” (ALONSO *et al.*, 1982) y está compuesta fundamentalmente por dolomías fuertemente recrystalizadas, dolomías arenosas y areniscas dolomíticas. En general estas rocas han sufrido una intensa dolomitización y recrystalización, que ha borrado prácticamente su estructura y textura original, presentando un aspecto masivo y una coloración gris o rojiza (por lo que resulta difícil su diferenciación de las correspondientes a la unidad anterior). Tienen una gran extensión de afloramiento y pueden observarse en las paredes de las hoces excavadas por los ríos al encajarse sobre ellas, como las hoces del río Duratón o el cañón del río San Juan. En las primeras pueden reconocerse potentes tramos dolomíticos de aspecto masivo con espesores a veces superiores al centenar de metros, aunque su potencia media en el área estudiada se sitúa en 70-80 metros.

II.1.2.2.4. Dolomías tableadas y margas

Esta unidad, definida por ALONSO *et al.*, (1982) con el rango de Miembro (“Dolomías de Peñatravesía -C27a-”) e incluida dentro de la Formación “Calizas de Burgo de Osma”, constituye el tránsito o enlace entre la unidad anterior y la suprayacente (Formación Margas y dolomías de Valle de Tabladillo). Desde un punto de vista litoestratigráfico está constituida por dolomías tableadas con pequeñas intercalaciones margosas y presenta un espesor de 10 a 20 m, localizándose en una estrecha banda sobre la superficie de la margen derecha de las hoces del Duratón, en el borde meridional del macizo de Sepúlveda, en una franja longitudinal entre el río Duratón y el río San Juan y junto al castillo de Castilnovo.

II.1.2.2.5. Dolomías y margas

Esta formación representa el techo de la serie carbonatada del Cretácico superior -la edad que se le atribuye es por lo tanto Campaniense- y se corresponde con la Formación “Dolomías y margas del Valle de Tabladillo -C31 y C7-” de ALONSO *et al.*, (1982) y ALONSO (1981). Está compuesta por dolomías blancas finamente cristalinas, margas amarillas y arcillas rojas, estructurándose en una sucesión de más de cien metros de espesor en la que los cuerpos dolomíticos, que presentan una estratificación tableada regular, alternan con los niveles margo-arcillosos. Esta estructura sedimentaria alternante pierde en algunos puntos su monotonía, adquiriendo entonces la formación un aspecto brechoide y dando paso a cuerpos constituidos por brechas dolomíticas con recrystalizaciones (ALONSO, 1981; ITGME, 1993).

Esta unidad aparece bien representada en el área de estudio, localizándose en el sector suroccidental del piedemonte donde aparece formando una banda entre Sigüero y Prádena en contacto por falla inversa con los ortogneises del zócalo, y en las laderas del río San Juan en

las inmediaciones de Castroserna de Arriba. En el Macizo de Sepúlveda se la puede reconocer en su borde meridional, donde los mejores afloramientos o cortes se desarrollan en los tramos en que los valles se han excavado sobre ella (río San Juan en los alrededores del Aldealcorvo, río Caslilla al sur de Sepúlveda, río Duratón aguas abajo de Giriega). También se la puede observar con claridad en las laderas del valle del río San Juan y en las del Duratón al NE de la presa de Burgomillodo y en las proximidades de su desembocadura.

Esta formación supone, por tanto, la unidad terminal del grupo o tramo superior carbonatado del Cretácico, apoyándose sobre ella en discordancias siempre erosiva los materiales sedimentarios de edad Terciaria, lo cual dificulta precisar su potencia total. No obstante la máxima potencia visible es de 148 metros en la localidad del Valle de Tabladillo, localizada en el límite septentrional del área estudiada.

II.1.3. LOS MATERIALES SEDIMENTARIOS TERCIARIOS.

Como se ha indicado en la introducción de este capítulo, los materiales terciarios presentes en el área de estudio forman parte del relleno sedimentario del sector meridional de la depresión o fosa del Duero (ALONSO ZARZA *et al.*, 2002; ALONSO GAVILÁN *et al.*, 2004), localizándose en una franja o corredor bien diferenciado dentro del denominado borde segoviano. Este borde segoviano se caracteriza por la presencia de una alineación discontinua de macizos o bloques del zócalo, algunos de los cuales conservan su recubrimiento mesozoico (el macizo de Santa María la Real de Nieva, el pequeño macizo de Lastras de Lama y el macizo de Monterrubio o Pradales-Honrubia), dispuestos de SW a NE 20-30 km al Norte de las alineaciones principales del sector oriental del Sistema Central (ÁLVAREZ LOBATO, 1982; BERGAMÍN *et al.*, 1989; FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988a; CASCOS MARAÑA, 1991), que emergen de la Depresión del Duero, interrumpiendo su continuidad y definiendo una prefosa alargada, a la que se ha dado el nombre de Prefosa de Segovia (PÉREZ GONZÁLEZ *et al.*, 1994).

En concreto, los materiales terciarios que afloran en el territorio estudiado corresponden al sector de la citada prefosa situado entre los relieves del macizo satélite más oriental -el Macizo de Monterrubio, cuya prolongación meridional es el Macizo calcáreo de Sepúlveda- y las elevaciones montañosas del enlace Guadarrama-Somosierra. Enmarcados por unos y otras sus afloramientos conforman una estrecha banda a modo de corredor, conocido como cuenca de Sepúlveda-Ayllón (ARMENTEROS *et al.*, 1995) en la que se reconocen frecuentes cambios laterales de facies (Fig. II.6).

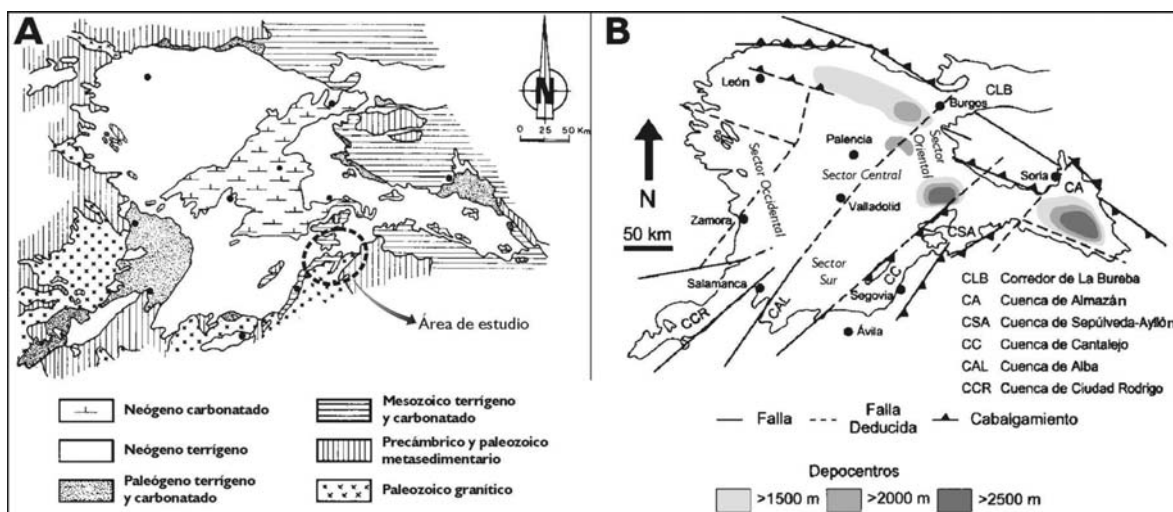


Fig. II.6. Localización del área de estudio dentro de la cuenca de Duero. A. Esquema geológico simplificado de la cuenca del Duero y de sus bordes (Corrochano y Armenteros, 1989). B. Principales alineaciones e indicación de las áreas de máxima acumulación de sedimentos o depocentros y delimitación de las principales subcuenas. (Alonso Gavilán *et al.*, 2004)

Estas formaciones sedimentarias, siempre de naturaleza detrítica, descansan en discordancia tanto sobre las rocas metamórficas del zócalo como sobre las series carbonatadas del Cretácico y los procesos de acumulación de los que proceden abarcan un período dilatado. Aunque los materiales del Paleógeno inferior (Paleoceno-Eoceno) tienen alguna presencia - sólo están representados en un afloramiento de escasa significación cartográfica-, son los materiales paleógenos correspondientes al Oligoceno y, sobre todo, los neógenos los que constituyen el grueso de la sedimentación detrítica terciaria en este sector. La descripción y el análisis de sus características litoestratigráficas se ha realizado en base a la bibliografía existente, si bien las referencias bibliográficas sobre el área de estudio son bastante escasas (FERNÁNDEZ MACARRO *et al.*, 1988; ARMENTEROS *et al.*, 1995). La mayor parte de los trabajos se centran en áreas próximas, localizadas unas inmediatamente al Norte del Macizo de Monterrubio, en el sector comprendido entre Sacramenia, Peñafiel y Aranda de Duero (GARCÍA DEL CURA, 1974; ORDOÑEZ y GARCÍA DEL CURA, 1976; ORDOÑEZ *et al.*, 1982; ARMENTEROS, 1986; ARMENTEROS *et al.*, 1982, 1986, 1992) y otras en el sector suroccidental de la subfosa, en el entorno de Santa María la Real de Nieva (FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988a; MAS *et al.*, 1988; FERNÁNDEZ GARCÍA *et al.*, 1989; OLMO SANZ y MARTÍNEZ-SALANOVA, 1989). Además de estos trabajos publicados sobre ámbitos próximos se han podido consultar las minutas y memorias correspondientes de las hojas geológicas inéditas de Sepúlveda y Cantalejo (ITGME, 1993), cuyo contenido ha servido de base para definir y sintetizar las características de las formaciones terciarias. Se han consultado también los trabajos de carácter general sobre el Terciario de la Cuenca del Duero con el objeto de conocer el marco de las correlaciones estratigráficas de los diferentes ámbitos de la misma (CRUSAFONT y VILLALTA, 1954; GARCÍA DEL CURA, 1975; PORTERO *et al.*, 1982; ARMENTEROS y CORROCHANO, 1983; JIMÉNEZ *et al.*, 1983) y de encuadrar la caracterización del área de estudio dentro las líneas de interpretación más

recientes SANTISTEBAN *et al.*, 1996b; MEDIAVILLA y DABRIO, 1988; MEDIAVILLA *et al.*, 1996; MARTÍN SERRANO *et al.*, 1996)

Dentro de estas interpretaciones más recientes la que se adecua al objetivo de este trabajo es la de SANTISTEBAN *et al.*, (1996a,b), en la que se relacionan el relleno y la evolución sedimentaria de la Cuenca del Duero con el diferente comportamiento tectónico de los bordes y partes internas de la misma, con la naturaleza litológica de las áreas fuente de los materiales y, finalmente, con las condiciones paleoclimáticas. Con base en estos criterios los autores citados han clasificado o dividido el registro sedimentario de esta amplia depresión terciaria en tres grandes complejos tectonosedimentarios, divididos a su vez en una serie de unidades.

Conforme a esta clasificación u ordenación válida para el conjunto de la Cuenca se han agrupado y analizado, según se expone a continuación, los materiales terciarios que aparecen en el sector estudiado.

a) *Materiales del complejo tectonosedimentario preorogénico del Cretácico superior (Maastrichtiense) y Paleoceno.* Tienen una representación muy local y de reducidas dimensiones en el área de estudio, constituyen el tránsito del Cretácico superior al Terciario y son resultado de la sedimentación en un medio de transición marino-continental de una serie detrítico-evaporítica. Sus caracteres son asimilables a las típicas de la facies Garumniense y su génesis se produjo bajo un régimen tectónico extensivo y unas condiciones climáticas cálidas y húmedas con tendencia progresiva a la aridez (FERNÁNDEZ GARCÍA *et al.*, 1989).

b) *Materiales del complejo tectonosedimentario sinorogénico del Eoceno-Oligoceno (y Mioceno inferior-Ageniense-).* Forman una secuencia deposicional granocreciente o negativa constituida en el área de estudio por conglomerados calcáreos y arcillas. Están relacionados con un período tectónico comprensivo, con el que termina la estructuración alpina de este borde suroriental de la Cuenca del Duero y cuya consecuencia fundamental es el levantamiento del Sistema Central y de los bloques satélites asociados a esta macroestructura. Se trata por lo tanto de materiales sintectónicos, que se sedimentaron en forma de abanicos aluviales bajo unas condiciones climáticas marcadas por una aridez pronunciada.

c) *Materiales del complejo tectonosedimentario postorogénico del Mioceno-Pliocuatnario.* Durante este período posterior a las fases alpinas principales (aunque no carente de actividad tectónica), se produce el relleno definitivo de este borde de cuenca por depósitos detríticos gruesos, que fosilizan las estructuras creadas en la etapa anterior. La sedimentación se efectuó de nuevo por medio de la instalación de grandes abanicos aluviales bajo un clima cálido con aridez estacional (ARMENTEROS y CORROCHANO, 1983) y un régimen tectónico extensional con posibles reajustes.

Dentro de cada uno de estos complejos principales se han diferenciado a su vez una serie de unidades o facies, cuyas características estratigráficas, litológicas y sedimentarias son las siguientes:

II.1.3.1. Los materiales del complejo tectonosedimentario preorogénico del Cretácico superior-Paleoceno

Las formaciones atribuidas al final del Mesozoico y al Terciario antiguo ofrecen particulares dificultades para su datación y para la localización de sus afloramientos no sólo en la zona estudiada, sino a lo largo de todo el borde Norte de la sierra de Guadarrama, ya que el tránsito entre los depósitos carbonatados del Cretácico y los materiales miocenos esta aún sin clarificar completamente (PORTERO y AZNAR, 1984; MAS *et al.*, 1988; FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988a; FERNÁNDEZ ARCÍA *et al.*, 1989; OLMO SANZ y MARTÍNEZ-SALANOVA, 1989; ITGME, 1991b; 1993a,b). No obstante, la existencia de materiales de esta edad dentro del área investigada ya fue señalada por MORENO SANZ (1988). Este autor es el primero que reconoce como paleógenos algunos niveles estratificados constituidos por “margo-arcillas entre los que se intercalan lentejones de yesos de gran tamaño, que se localizan junto a la ermita de la Virgen de Vargas al N de Siguero”.

En líneas generales, estos niveles, que apenas tienen representación superficial, estarían formados por una unidad detrítico-evaporítica, compuesta de lutitas rojas y verdes, yesos y lechos de dolomías y calizas cuya edad correspondería al tránsito del Cretácico superior (Maastrichtense) al Terciario (Eoceno inferior-medio). Dicha unidad se apoya en clara discontinuidad sedimentaria sobre la Formación terminal del Cretácico superior carbonatado denominada “Dolomías y margas de Valle de Tabladillo” (ALONSO, 1981) y -como se ha señalado- es perfectamente visible en la Ermita de la Virgen de Vargas, al NE de Siguero, justo en la ladera de la margen izquierda del río del Puerto donde muestra un espesor aproximado de 40 metros. Este pequeño afloramiento está constituido por un potente banco de arcillas de colores verdes y pardo-rojizos que intercalan niveles masivos de yeso blanco de espesor métrico y pequeños niveles de yesoarenitas y dolomías de colores claros, presentando una fisonomía semejante a la “facies Garumniense” (ITGME, 1993a).

II.1.3.1. Los materiales del complejo tectonosedimentario sinorogénico del Eoceno-Oligoceno

Los materiales incluidos en este complejo también ofrecen dudas en cuanto a su posición estratigráfica concreta tanto en el borde S como en el borde N del Sistema Central (PORTERO y AZNAR, 1984; MAS *et al.*, 1988; FERNÁNDEZ GARCÍA *et al.*, 1989; OLMO SANZ y MARTÍNEZ-SALANOVA, 1989). Igualmente, desde 1970 algunos trabajos

señalaron la presencia en el área de estudio de materiales ya claramente post-cretácicos y datables en el Eoceno y el Oligoceno; se trataba de conglomerados de cantos calizos o dolomíticos, con abundante matriz arcillosa y de tonos rojizos, los cuales se encontraban adosados a modo de orla a los materiales cretácicos y estaban afectados, como ellos, por las deformaciones alpinas (PORTERO, 1970; CADAVID *et al.*, 1971; IGME, 1980; MORENO SANZ, 1988). Más recientemente, a partir de la información proporcionada por las Hojas aún inéditas del Mapa Geológico 1:50000 de Sepúlveda, Cantalejo (ITGME, 1993a,b) y Olombrada (ITGME, 1994), se han podido diferenciar con mayor claridad los afloramientos de esta edad presentes en el área, así como conocer mejor sus características litoestratigráficas y sedimentológicas.

De acuerdo con lo expuesto en estos trabajos es posible agrupar los materiales que componen este complejo tectosedimentario sinorogénico en dos unidades: una primera, sin apenas representación cartográfica, estaría formada por una serie de carácter detrítico, constituida por lutitas rojas y areniscas ocreas, atribuible al Eoceno medio y el Oligoceno superior; y otra, con una importante y significativa extensión superficial, se caracterizaría por la presencia de conglomerados calcáreos y niveles arcillosos, cuya edad abarcaría desde Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior (Ageniense). A continuación se señalan los caracteres de cada una de ellas.

II.1.3.2.1. Lutitas rojas y areniscas

Esta unidad, que también tiene un área de afloramiento muy puntual, se apoya en discordancia erosiva sobre los depósitos de facies Garumniense descritos anteriormente y que se han incluido en el complejo tectosedimentario preorogénico. Se localiza, al igual que ellos, en el paraje de la Ermita de la Virgen de Vargas y litológicamente está constituida por una sucesión, de unos 50 m de espesor, de lutitas o arcillas rojas en las que se intercalan lechos arenosos o areniscosos métricos, de colores ocreos y muy cementados (ITGME, 1993a).

II.1.3.2.2. Conglomerados calcáreos y arcillas rojas

Constituyen una unidad que se apoya en clara discordancia sobre la Formación “Dolomías y margas de Valle de Tabladillo” con la que termina la serie del Cretácico superior carbonatado (ALONSO, 1981; ALONSO *et al.*, 1982), presentando afloramientos de cierta continuidad y extensión dentro del área de estudio. Así, estos materiales pueden reconocerse adosados, a modo de orla, sobre todos los bordes del macizo de Sepúlveda, en los que destacan algunos puntos de observación: al S, entre La Nava y Consuegra de Murera; al E, en las laderas del valle del arroyo del Charco Redondo, en las proximidades de Sebúcor; y al N, aguas arriba de la presa de Burgomillado, en ambas laderas del río Duratón. De igual modo estos conglomerados y arcillas aparecen formando estrechas franjas adosadas a los materiales calcáreos del piedemonte, como se puede observar al E de Castroserna de Arriba, al S de San

Pedro de Gaíllos (en el límite occidental del área de estudio), en las laderas del tramo inicial del valle del río del Puerto y entre Cerezo de Abajo y Cerezo de Arriba, donde una falla inversa o cabalgamiento los pone directamente en contacto con los materiales metamórficos del zócalo. En todos los casos muestran suaves buzamientos conformes a las estructuras cretácicas y quedan recubiertos por el grueso de los sedimentos detríticos neógenos más recientes.

Desde un punto de vista litológico más preciso esta unidad está constituida por una sucesión de lechos de conglomerados heterométricos y monogénicos (de naturaleza exclusivamente calcárea) y de espesores métricos, entre los que se intercalan de forma discontinua niveles de arcillas rojas o anaranjadas de potencia variable. Los conglomerados, constituidos por cantos relativamente redondeados de tamaño variable (por lo general, inferior a los 10 cm) y empastados en una abundante matriz areno-arcillosa, se presentan fuertemente compactos y duros, estando cementados básicamente por carbonato cálcico (ITGME, 1993a, 1993b, 1994).

Hay que destacar, como rasgo diferenciador respecto a los sedimentos neógenos suprayacentes, que estos conglomerados calcáreos, atribuidos -como se mencionó anteriormente- al Oligoceno superior (Arveniense) y al Mioceno inferior (Ageniense), se encuentran deformados y plegados conjuntamente con los materiales cretácicos (ITGME, 1993a), constituyendo ambos grupos la cobertera del zócalo paleozoico. Por tanto, la disposición estructural de estos materiales, junto con sus características litoestratigráficas, permite interpretar su génesis como respuesta al inicio del levantamiento, a raíz de las primeras manifestaciones del plegamiento alpino y de la aparición en relación con ellas de los incipientes relieves del Sistema Central y de los bloques satélites asociados del macizo de Monterrubbio. Al conservarse en ambos la cobertera formada por las series cretácicas y ser afectada ésta por el desmantelamiento sintectónico, la naturaleza de los conglomerados es fundamentalmente calcárea.

II.1.3.3. Los materiales del complejo tectonosedimentario postorogénico del Neógeno

Los materiales neógenos posteriores a las fases decisivas de la tectónica alpina ocupan una extensión importante en el sector SE de la Cuenca del Duero donde se ubica el área de estudio, el cual -como se ha dicho- está enmarcado, al N, por el macizo calcáreo de Sepúlveda y, al Sur, por el piedemonte gneísico-calcáreo de Prádena y el piedemonte gneísico-esquistoso de Santo Tome del Puerto o de Somosierra. Constituyen pues el relleno principal de la estrecha y marginal subfosa que, a modo de corredor o faja, se dispone entre las morfoestructuras citados anteriormente. Descansan de forma discordante tanto sobre el zócalo hercínico como sobre los estratos cretácicos y paleógenos, son de origen continental y se caracterizan por su naturaleza fundamentalmente detrítica, presentando típicas facies de

borde. Las características de éstas cambian desde las proximidades del piedemonte de la Sierra hacia las zonas más internas de la cuenca, bruscamente interrumpida en este sector por el afloramiento calcáreo del Macizo de Sepúlveda.

Pese a ser posterior a las fases principales, la acumulación de este relleno sedimentario en la depresión marginal de Sepúlveda-Ayllón está condicionada por la organización y la evolución tectónica del borde de la cuenca. Dicha acumulación se produce a partir de la estructuración morfoestructural alpina que se desarrolla en el Mioceno inferior-medio (etapa de Guadarrama de CAPOTE *et al.*, 1990) y cuya consecuencia es el levantamiento y la configuración definitiva del Sistema Central, así como la puesta en relieve de los macizos satélites asociados a su borde Norte. A partir de entonces y de acuerdo con el marco así establecido se desencadenan varios ciclos erosivo-sedimentarios que progresivamente desmantelan y erosionan estos relieves y rellenan con los depósitos correlativos esta fosa marginal; y lo hacen por medio de un sistema de abanicos aluviales cuyos ápices estaban situados al pie de las estribaciones del Guadarrama oriental y Somosierra. La variada naturaleza y composición litológica del área fuente que alimentó a este dispositivo de sedimentación en abanicos coalescentes se manifiesta en la diversidad y variabilidad sedimentológica de los materiales neógenos, así como en los frecuentes y complejos cambios laterales de facies que en ellos se registran.

Dentro del área de estudio, los materiales así acumulados en este surco marginal de la cuenca del Duero pueden dividirse en dos grandes conjuntos correspondientes a otros tantos ciclos sedimentarios: uno que abarca el Mioceno (Aragoniense) y el Plioceno inferior y medio; y otro, desarrollado en el Plioceno superior y el Pliocuaternario.

II.1.3.3.1. Materiales del Mioceno y del Plioceno inferior y medio

Las formaciones sedimentarias de esta edad pueden integrarse dentro de tres importantes abanicos aluviales, el Abanico de Santa Marta, el Abanico de Somosierra y el Abanico de Riaza (ITGME, 1993a), cuyas características litológicas o faciales cambian desde las proximidades del piedemonte de la Sierra hacia las zonas más internas de la cuenca, bruscamente interrumpida en este sector por el afloramiento calcáreo del Macizo de Sepúlveda.

II.1.3.3.1.1. Abanico de Santa Marta del Cerro

Este abanico se localiza en la mitad occidental del corredor o subfosa que acoge al área de estudio y se desarrolla ampliamente en el interfluvio entre el río Duratón y el Caslilla. Está limitado al N y al S por los relieves básicamente calcáreos del Macizo de Sepúlveda y del piedemonte de Prádena, presentando un límite oriental difuso, debido a que de forma gradual

se interdigita con los materiales del abanico de Somosierra; al W -ya fuera del área de estudio- enlaza de la misma forma con el relleno del corredor de Cantalejo. Aunque no presenta un ápice bien definido, su composición, en la que se combinan fragmentos de rocas metamórficas del zócalo y de rocas carbonatadas del mesozoico, ponen de manifiesto que su área fuente se sitúa en las estribaciones del Guadarrama oriental, aproximadamente entre el pico de Colgadizos y el Puerto de Navafría.

Desde un punto de vista litológico, el material sedimentario correspondiente a este abanico se caracteriza, a grandes rasgos, por la alternancia regular de niveles arcillo-limo-arenosos, a veces muy compactos, constituyendo una verdadera arenisca, de lechos arenosos y de tramos de conglomerados mixtos (metamórfico-calcáreos); también se caracteriza por la presencia ocasional de paleocanales y de suelos de tipo calcimorfo. Además, como rasgo diferencial, toda esta unidad detrítica se encuentra fuertemente cementada por carbonatos, cuya presencia ha de ponerse en relación con la proximidad de relieves formados por estratos calcáreos (Macizo de Sepúlveda, al N, y piedemonte de Prádena, al S).

No obstante, a pesar de estos caracteres litológicos comunes a todo el cuerpo sedimentario del Abanico de Santa Marta, es posible diferenciar una serie de facies, cuyas características litoestratigráficas han estado condicionadas por la composición litológica del área madre concreta, por la proximidad o lejanía a ésta y por la influencia de los relieves calcáreos citados anteriormente.

a) *“Facies blanca de Santa Marta del Cerro”*. Se extiende desde el borde de la rampa de piedemonte entre el valle del San Juan y el del Caslilla hasta aproximadamente la localidad de Perorrubio, hacia el N, y hasta la de Castroserna de Abajo, hacia el W. De carácter proximal, está integrada por la alternancia de abundantes niveles conglomeráticos poligénicos o polimícticos compuestos de gravas, cantos y bloques de gneis, pórfido, cuarzo, cuarcita, caliza y granito embalados en una matriz arenosa clara, a los cuales se asocian lechos también arenosos de composición cuarcífera, en ocasiones fuertemente compactados, y niveles de menor espesor formados por depósitos limo-arenosos de tonos marrón claro u ocre. El fuerte predominio de los tramos conglomeráticos confiere a esta facies una fisonomía caracterizada fundamentalmente por su color blanquecino.

b) *“Facies ocre de Vellosillo-Duratón”*. A partir del valle medio del río Caslilla, aguas arriba del puente de Tanarro, parece reconocerse un cambio lateral de la facies anterior, que corresponde posiblemente a la misma secuencia deposicional (TANARRO, 1994). Esta facies visualmente diferenciada por su coloración ocre o rojiza no ha sido representada en el mapa geológico de síntesis; se ha preferido mantener el criterio de la cartografía oficial del ITGME y, de acuerdo con él, se ha integrado en la anterior.

No obstante, las características litoestratigráficas que la diferencian son perfectamente observables en las laderas acarcavadas de la margen derecha del valle del Caslilla, entre Perorrubio y Vellosillo, y del valle del río Duratón, entre el pueblo del mismo nombre y el caserio de La Alameda. En ellas se aprecia una fuerte reducción de los niveles conglomeráticos y de los lechos arenosos y un correlativo incremento del espesor de los niveles areno-limosos, de color ocre-rojizo, relacionables con una posición más alejada o distal dentro del abanico de Santa Marta. Esto confiere a esta facies una textura y una tonalidad que contrastan con las de la facies blanca.

c) “*Facies roja de Perorrubio-Villafranca*”. Representa el episodio terminal del abanico de Santa Marta y se caracteriza litológicamente por la presencia de potentes niveles arcillo-limo-arenosos de color rojizo, alternando de forma más o menos regular con pasadas arenosas y con lechos conglomeráticos de espesores métricos compuestos por cantos metamórficos, cuarcíticos y calcáreos. También es frecuente la presencia de cuerpos canalizados o paleocanales.

Esta facies, caracterizada por tanto por sus tonalidades rojizas, se apoya en contacto normal tanto sobre la “facies blanquecina de Santa Marta” como sobre la “facies ocre de Vellosilo-Duratón” y se extiende ampliamente coronando las campiñas de este sector de la cuenca. Los mejores afloramientos se localizan en las laderas de la margen derecha río San Juan, en las proximidades de Villafranca, y en las del río Caslilla, frente a Perorrubio.

II.1.3.3.1.2. Abanico de Somosierra

Este sistema deposicional, que constituye el relleno durante el Mioceno inferior-medio del sector central del corredor terciario, es bien reconocible en ambas márgenes del curso medio del río Duratón y en las de sus afluentes (río del Puerto y río Cerezuelo). Con el ápice localizado, probablemente, en la entalladura del actual puerto de Somosierra, su área fuente está formada por materiales metamórficos, en especial por gneises correspondientes a varias litofacies. Ello ha determinado claramente las características litológicas del complejo sedimentario, que se caracteriza de forma general por la presencia de bloques y cantos de gneis, de arenas arcósicas y de niveles limo-arcillosos ocreos. Estos materiales, cuyos afloramientos ocupan un área importante, se extienden desde el piedemonte metamórfico de Somosierra, entre las localidades de Sigüero y Cerezo de Arriba -que constituye su límite S- hasta el vértice formado por el caserío de La Alameda y La Fresneda -que lo limitan por el NE, dando paso al abanico de Santa Marta-. Este mismo abanico constituye su límite E, mientras su límite W está marcado por la aparición de facies pertenecientes ya al abanico de Riaza.

Así pues, el Abanico de Somosierra presenta en afloramiento una forma de triángulo apuntado hacia el NE, cuyos límites, a excepción del meridional donde los depósitos yacen

sobre los conglomerados calcáreos paleógenos, son difíciles de apreciar. Ello se debe a que los materiales que lo forman pasan lateralmente y de forma gradual e insensible a tener las características litoestratigráficas propias de los otros abanicos. Dentro de él se han reconocido dos facies, que se corresponden con una secuencia deposicional (ITGME, 1993):

a) “*Facies de Cerezo de Abajo*”. Constituye la facies más proximal del abanico de Somosierra y se localiza en ambas márgenes del río Cerezuelo y del arroyo de Valdelagua, entre Cerezo de Arriba y Mansilla. Pero donde sus características litoestratigráficas pueden reconocerse con mayor claridad es al N de Cerezo de Abajo, en los cortes de la Autovía Madrid-Burgos; en ellos aparece como un depósito detrítico constituido por bloques y cantos de gneis y leucogneis embalados en una matriz de gravas y arenas de naturaleza arcósica.

b) “*Facies de Sotillo-Duruelo*”. Está formada mayoritariamente por bancos limo-arenosos, en los que se intercalan de forma regular niveles de conglomerados metamórficos y lechos limo-arcillosos o lutíticos, y en conjunto presenta tonalidades ocre-rojizas. Corresponde a los sectores medios y distales del Abanico de Somosierra, localizándose en las vertientes del valle del río Duratón a partir de la confluencia de los ríos del Puerto y Cerezuelo, entre los núcleos de Duruelo y Sotillo. Algunos cortes de buena calidad, que permiten reconocer las características litoestratigráficas de esta formación detrítica, pueden observarse en los barrancos situados en las laderas de la margen derecha del citado valle del Duratón, así como en el del arroyo de Valdevares al NE de Duruelo.

II.1.3.3.1.3. Abanico de Riaza

El sector oriental de la subfosa donde se ubica el área de estudio está ocupado por depósitos detríticos datados en el Mioceno medio-superior (Astaraciense-Vallesiense). Corresponden éstos a un sistema de abanicos aluviales procedentes de las sierras paleozoicas de Somosierra y Ayllón al que los geólogos han dado el nombre de Abanico de Riaza (ITGME, 1993a, 1995).

Este aparato sedimentario, que presenta direcciones de arrastre SSE-NNW, está delimitado en su sector occidental por los materiales del abanico de Somosierra, mientras que los depósitos de la facies de Vellosillo-Duratón del abanico de Santa Marta e, incluso, los relieves calcáreos del Macizo de Sepúlveda, constituyen su límite noroccidental. Hacia el N y el E se abre sin solución de continuidad constituyendo el relleno de este sector suroriental de la depresión de Duero entre el borde meridional del La Serrezuela y el Valle del río Riaza, representado, en las áreas próximas al sector estudiado, por las campiñas de Boceguillas-Campo de San Pedro.

A diferencia de los otros dos abanicos descritos, el área fuente del abanico de Riaza -que presenta ápices bien definidos en la estación de La Pinilla y el puerto de la Quesera- está

constituida por materiales metamórficos, pero de naturaleza básicamente esquistosa y cuarcítica, lo cual ha condicionado sus características litológicas y faciales. Se caracteriza a grandes rasgos por la presencia de una potente formación detrítica muy heterométrica constituida por niveles de lutitas o arcillas rojas que intercalan lechos conglomeráticos formados por cantos y bloques de cuarzo, cuarcita, esquistos y gneises, que, en conjunto, presenta un escaso grado de cementación, ausencia de encostramientos carbonatados y un característico color rojizo muy intenso que destaca claramente en el paisaje (FERNÁNDEZ MACARRO *et al.*, 1988; GUERRA ZABALLOS *et al.*, 2000). No obstante, en las partes más distales y próximas al macizo calcáreo de Sepúlveda y a la Serrezuela, estas características se ven modificadas debido a la influencia de los arrastres procedentes de estos relieves, lo cual se manifiesta en un alto grado de cementación por carbonatos y en una presencia mayor de cantos calcáreos en los lechos de conglomerados.

Dentro del área de estudio, este abanico ocupa el sector oriental y sus afloramientos se localizan fundamentalmente en ambas márgenes del río Serrano y en el valle de su afluente el arroyo de Valarta, extendiéndose con una dirección SSE-NNW desde los alrededores de la estación de esquí de La Pinilla hasta las proximidades de El Olmo. A lo largo de los citados valles se han reconocido una serie de facies correspondientes a una misma secuencia deposicional, cuyas características litoestratigráficas así como sus límites resultan difíciles de precisar y cartografiar, pues cambian gradualmente desde los sectores más próximos al pie de Somosierra hasta las partes más internas de la cuenca o más próximas a los relieves mesozoicos de Sepúlveda (ITGME, 1993a).

a) “*Facies del piedemonte de La Pinilla-La Quesera*”. Esta facies, que constituye el relleno del sector suroriental del área de estudio, descansa directamente sobre los materiales esquistoso-cuarcíticos que forman el piedemonte en este sector y no presenta un gran afloramiento superficial, pues yace por debajo de la formación detrítica de la raña. Se caracteriza, litológicamente, por la presencia de niveles de conglomerados constituidos por cantos y bloques de tamaño variado, algunos de los cuales pueden superar el metro de eje mayor, y de naturaleza metamórfica (cuarcos, esquistos, cuarcitas, pizarras y gneises) empastados en una matriz arcillo-arenosa de color rojizo. También aparecen niveles de arenas y de arcillas y limos de tonos rojo intenso, con cantos o bloques dispersos.

Esta formación detrítica puede reconocerse en los cortes abiertos en ella por los numerosos arroyos que tienen su nacimiento en las estribaciones de La Pinilla y que pocos kilómetros después confluyen para formar el río Serrano. Es precisamente en la confluencia de este río y el arroyo de Valseco, junto a la carretera Nacional de Soria, donde se encuentra uno de los mejores puntos para observar sus características.

b) “*Facies de Soto de Sepúlveda-Castillejo de Mesleón*”. Aflora al N y NE de la anterior y se caracteriza por un incremento considerable del volumen de los niveles arcillosos o lutíticos

de color rojizo intenso y una correlativa disminución de los cantos y bloques, los cuales se intercalan formando niveles conglomeráticos de espesor métrico empastados en una matriz arenosa.

Esta facies, también poco cementada, es una de las más representativas de este sector oriental del área de estudio, localizándose en el tramo medio del valle del río Serrano y en el arroyo de Valarta. En las laderas acarcavadas de la margen derecha de estos valles, entre Soto de Sepúlveda y Castillejo de Mesleón, aparecen excelentes cortes en los que esta unidad detrítica muestra espesores visibles en torno a 60-80 metros.

c) “*Facies de El Olmo*”. Representa el tramo más alejado o distal del abanico de Riaza en el territorio estudiado y aflora en las márgenes del valle del río Serrano varios kilómetros antes de su confluencia con el río Duratón muy cerca ya de los relieves cretácicos del macizo de Sepúlveda. La influencia de estos relieves calcáreos ha condicionado en cierto modo sus características litoestratigráficas y la ha diferenciado claramente de las anteriores. Así, esta facies está constituida por niveles de arcillas o lutitas de tonalidades ocre-rojizas, que ocasionalmente intercalan algunos cuerpos conglomeráticos formados por cantos metamórficos y calcáreos, y se encuentra bastante cementada por carbonatos, siendo incluso frecuente la presencia de concreciones carbonatadas. Estos caracteres litoestratigráficos, que pueden observarse con claridad en las vertientes de la margen derecha entre El Olmo, el caserío de Corralejo y el cerro de Las Majadas, son bastante similares a los que presenta la facies de Vellosillo-Duratón, pertenecientes al Abanico de Santa Marta, siendo difícil establecer los límites de afloramiento de cada una de ellas.

II.1.3.3.2. Materiales del Plioceno superior y Pliocuaternalio

El relleno terciario se cierra en el área con la deposición de una formación fanglomerática gruesa de origen continental y sin contenido en fósiles, cuyas características sedimentológicas, reconocidas en ambas vertientes de Somosierra y de la Sierra de Ayllón, son asimilables a los depósitos de tipo raña (SANZ DONAIRE, 1979-80; FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE, 1985; PÉREZ GONZÁLEZ y GALLARDO, 1987). Dicha formación detrítica se extiende en el borde suroriental del territorio estudiado, apoyándose indistintamente sobre los materiales metamórficos que constituyen el piedemonte o rampa Norte de Somosierra y sobre las facies miocenas rojas pertenecientes en este sector al denominado Abanico de Riaza.

La sedimentación de este depósito, que representa la transición entre el Neógeno final y el Cuaternario (ITGME, 1993a, 1995), se relaciona de nuevo con un sistema de abanicos aluviales, que, al igual que las facies miocenas rojas anteriormente descritas, tienen su cabecera o área fuente en los relieves paleozoicos de Somosierra y la Sierra de Ayllón,

especialmente en el sector de la estación de esquí de La Pinilla y del puerto de la Quesera donde se localizan sus ápices. Estos abanicos que forman la llamada raña de Riaza se extienden longitudinalmente unos 10-12 km y sus partes distales se sitúan -dentro del sector estudiado- en los alrededores de Castillejo de Mesleón.

La red hidrográfica ha incidido notablemente sobre esta formación dejando ver algunos buenos cortes en las laderas de los valles de los ríos Serrano y Cerezuelo y del arroyo de Valarta. En ellos se observa cómo este depósito fanglomerático grueso y heterométrico tiene un espesor variable entre los 8-10 metros de las áreas apicales y los 1-2 m en las partes más distales y está formado por cantos y gravas de naturaleza fundamentalmente silícea, con presencia mayoritaria de cuarzos y en menor medida de cuarcitas, esquistos, gneises y pizarras, embalados en una matriz areno-arcillosa (ITGME, 1993a, 1995)

También cabe mencionar otros depósitos de aspecto “rañoide” que afloran formando pequeños retazos en el límite occidental del área de estudio, especialmente al N de Valdesimonte y E de Aldeosancho. Estos depósitos, que no han sido reflejados en la cartografía, descansan sobre el techo, siempre erosionado, de las facies miocenas de Vellosillo-Duración y Perorrubio-Villafranca y están compuestos de cantos sueltos de cuarcita y cuarzo y, en menor proporción, de cantos metamórficos. Se corresponden con abanicos aluviales procedentes del borde septentrional del Guadarrama oriental y forman parte, probablemente, del relleno plio-cuaternal del sector occidental del corredor terciario. Estos materiales, que proporcionan muy pocos elementos para su datación precisa, parecen relacionarse genéticamente con la formación de la raña.

II.2. LA ESTRUCTURA TECTONICA.

La configuración del relieve del área de estudio está altamente influida por la organización y la evolución tectónica de los dos grandes componentes morfoestructurales que la integran -el borde nororiental del Sistema Central, incluyendo el Macizo satélite de Monterrubio, y el borde suroriental de la fosa del Duero-, las cuales han de interpretarse dentro del marco de la Tectónica de Placas.

La diferenciación y el desarrollo de estas importantes unidades se integra dentro de la tectodinámica que afecta a la microplaca Ibérica desde los tiempos finales del Mesozoico o los iniciales del Cenozoico, en los que se produce la denominada “inversión terciaria”, pasándose del régimen extensivo dominante en la era Secundaria al régimen compresivo cenozoico. La geodinámica de la citada microplaca, decisivamente condicionada por su relación con las placas mayores que la enmarcan (Euroasiática y Africana), durante esta etapa de compresión, que se mantiene hasta la actualidad (Fig. II.7), es la responsable principal de la organización de los grandes volúmenes del relieve actual en la Península

Ibérica (VEGAS y BANDA, 1982; DEWEY *et al.*, 1989; SRIVASTAVA *et al.*, 1990; ALBARELLO *et al.*, 1995; SANZ DE GALDEANO, 1996; DE VICENTE *et al.*, 1992, 1994; MUÑOZ y DE VICENTE, 1998; HERRÁIZ *et al.*, 2000; ANDEWEG, 2002; CAPOTE *et al.*, 2002).

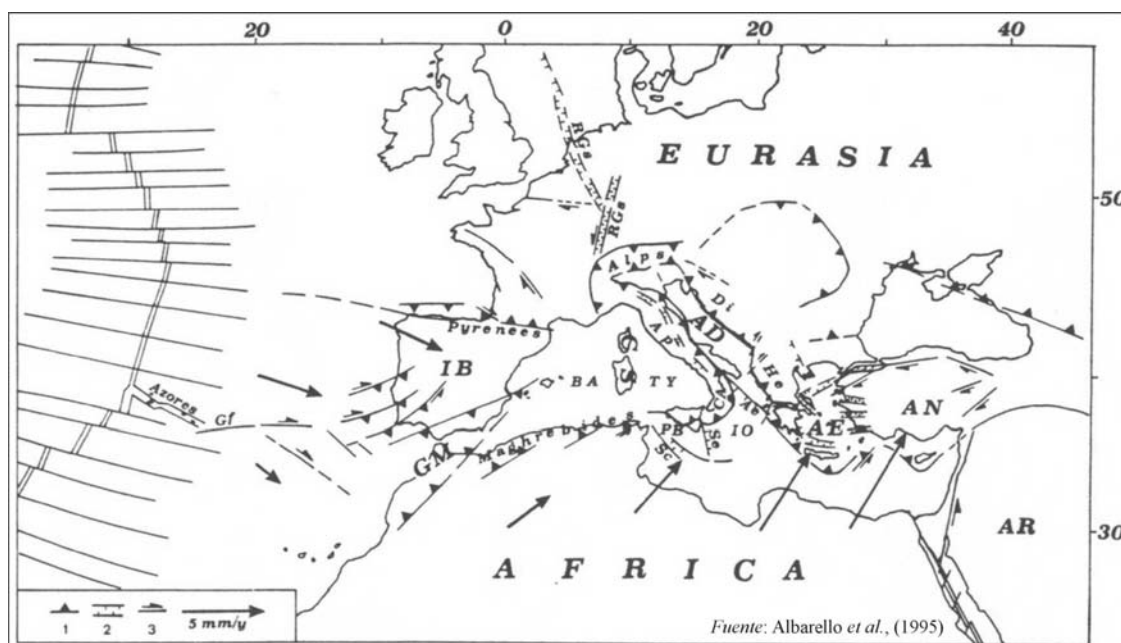


Fig. II.7. Posición relativa de la microplaca Ibérica respecto a las placas mayores Euroasiática y Africana

1, 2 and 3 = main compressional, tensional and transcurrent features; AD = Adriatic block; AE = Aegean; Ae = Apulia escarpment; AN = Anatolia; Ap = Apennines; AR = Arabia; BA = Balearic basin; CA = Calabrian arc; CS = Corsica-Sardinia; Di = Dinarides; Gf = Gloria fault; GM = Gibraltar-Morocco block; He = Hellenides; IB = Iberia; IO = Ionian zone; PB = Pelagian block; RGs = Rhine Graben system; Sc = Sicily channel; Se = Siracusa escarpment; TY = Tyrrhenian basin. The arrows in Africa and the Iberian block indicate the velocity fields with respect to Eurasia, in accord with the rotation poles located at 41.6°N, 11.8°W, with a rotation rate of 0.12°/m.y., and at 49.9°N, 129.6°E, with a rotation rate of 0.04°/m.y., respectively

Aunque no es un objetivo propio de este trabajo llevar a cabo una interpretación pormenorizada de la historia tectodinámica de la Península Ibérica durante el intervalo temporal señalado -para lo cual pueden consultarse los trabajos sobre el tema publicados en los últimos años que se citan en la Bibliografía, especialmente el de ANDEWEG (2002)-, resulta necesario realizar una síntesis de los conocimientos actuales sobre ella para establecer de forma sólida el marco o encuadre tectónico general dentro del que se produce el levantamiento del Sistema Central Español, así como la individualización y relleno de las cuencas terciarias que lo enmarcan al Sur (Cuenca del Tajo) y al Norte (Cuenca del Duero). Sólo de este modo se puede comprender la naturaleza y el funcionamiento del dispositivo estructural de enlace entre estas unidades, lo cual resulta fundamental para entender la trama morfoestructural del área objeto de estudio.

Con esta finalidad y como primer paso para abordar la interpretación de la estructura tectónica del territorio se ha efectuado la recopilación y la síntesis del contenido de las nuevas y relativamente abundantes aportaciones sobre la geodinámica peninsular, conforme a los resultados de la cual este capítulo se ha organizado en dos grandes bloques o apartados. En el primero de ellos se trata de establecer la relación entre la tectónica de placas que afecta

durante el Cenozoico a la Península Ibérica y la evolución geodinámica alpina del Sistema Central, presentando los diferentes modelos desarrollados acerca de la secuencia de fases o eventos tectónicos que se suceden durante su levantamiento y deformación. En el segundo se aborda a una escala más detallada la estructuración alpina del extremo nororiental de la sierra de Guadarrama y de Somosierra, así como la del contacto de ambas con el borde suroccidental de la Cuenca del Duero, definiendo las principales estructuras y el estilo tectónico desarrollado sobre los diversos materiales presentes en el territorio estudiado (rocas cristalinas, metamórficas y metasedimentarias del zócalo, complejos sedimentarios cretácicos y paleógenos de la cobertera pretectónica y formaciones sedimentarias neógenas sin y postectónicas).

II.2.1. LA TECTÓNICA DE PLACAS ALPINA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA Y SU RELACIÓN CON LA ESTRUCTURACIÓN Y DEFORMACIÓN DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

Como se ha dicho, desde hace 65 Ma hasta la actualidad, es decir a lo largo del Terciario y el Cuaternario, el interior peninsular o Meseta Ibérica ha estado sometida a un régimen tectónico de carácter compresivo, como consecuencia del cual se ha producido la reactivación de fracturas previas del basamento impulsada por campos de esfuerzos que han actuado con una orientación y una intensidad variables en el tiempo. Estos campos de esfuerzos, dentro del marco general de Tectónica de Placas, han estado relacionados con los desplazamientos de Eurasia y África con respecto a la microplaca Ibérica y sus caracteres derivan de los movimientos de acercamiento o convergencia que se han venido desarrollando entre ellas (MUÑOZ y DE VICENTE, 1998; ANDEWEG, 2002; DE VICENTE, 2004).

Dichos movimientos dieron lugar a un proceso de colisión entre estas placas, cuyas consecuencias fueron, por un lado, la formación de los orógenos Pirenaico y Bético en los bordes activos N y S de la placa Ibérica y, por otro, la transmisión desde estos márgenes de una serie de “campos de esfuerzos” hacia el interior peninsular o Meseta Ibérica. La respuesta a éstos fue el desarrollo entre los dos orógenos de una serie de deformaciones asociadas que se tradujeron en la aparición de un conjunto de cadenas y cuencas intraplaca polifásicas (MUÑOZ y DE VICENTE, 1998), entre las cuales se encuentran el Sistema Central Español y la cuenca del Duero.

Según las interpretaciones recientes, estos campos de esfuerzos no responden a impulsos significativamente localizados en el tiempo, sino que tienen una vigencia prolongada y se definen como secuencias complejas desarrolladas según una orientación dominante dentro de las que se registran importantes cambios en la intensidad y en la forma de manifestación de la actividad tectónica (PEDRAZA y CARRASCO, 1999). A lo

largo del dilatado intervalo temporal señalado se desarrollaron varias de estas secuencias, por lo que estos “paleoesfuerzos” y las deformaciones asociadas causados por el movimiento de las placas tectónicas no mantuvieron caracteres homogéneos en cuanto a orientación, trayectoria, naturaleza y duración temporal; y tampoco los mantuvieron en cuanto a distribución geográfica.

Se puede decir a este respecto que la orientación y la trayectoria de estos campos de paleoesfuerzos intraplaca en la Península Ibérica han estado condicionados, en primer lugar, por la convergencia entre Eurasia e Iberia que se registra en el Paleógeno y el Mioceno inferior dando lugar a compresión conforme a una orientación NNE-SSW; y en segundo lugar, por la convergencia de Eurasia (incluyendo la microplaca Ibérica) con la Placa Africana que se viene produciendo desde el Mioceno medio hasta la actualidad y de la que se deriva una dinámica compresiva de orientación NNW-SSE. Esta última se vio afectada a su vez durante el Mio-Plioceno por la apertura del Golfo de Valencia, que ocasionó una extensión WNW-ESE (ANDEWEG, 2002). A partir de la sucesión y de la superposición de estas tendencias tectónicas en el tiempo y en el espacio muchos autores han tratado de establecer las etapas o fases que permiten explicar la evolución geodinámica y la estructuración de los relieves alpinos del interior de la Península Ibérica, entre los cuales se encuentra el Sistema Central Español.

II.2.1.1. Etapas o fases de la deformación alpina del Sistema Central Español: interpretaciones geodinámicas y modalidades de la deformación

La evolución geodinámica del Sistema Central y de las fosas de hundimiento que lo enmarcan ha sido desde hace tiempo, y continúa siendo, un tema de investigación muy cultivada por geólogos y geomorfólogos acerca del que se han formulado varias interpretaciones o modelos evolutivos, que tratan de establecer las fases de deformación y levantamiento durante el Terciario de este área del interior peninsular así como dar razón de su mecanismo generador y de su estilo tectónico. Las más recientes de dichas interpretaciones se han construido a partir de la aplicación de técnicas de análisis más precisas sobre la base de un mejor conocimiento de las características de la corteza en el Sistema Central. Así, UBANELL (1994) divide estos nuevos modelos interpretativos en dos grupos: modelos tectónicos “de piel gruesa”, que involucran a toda la corteza, y modelos tectónicos “de piel fina”, que sólo toman en consideración la zona superior de la misma.

No obstante, si también se toman en consideración las interpretaciones anteriores formuladas desde perspectivas diferentes, se hace más difícil realizar una adecuada clasificación de estos modelos evolutivos, de los cuales unos se centran en la relación entre las etapas de deformación y el tipo de tectónica dominante, otros en la datación de estas

fases y de las estructuras generadas por ellas, otros en la relación de las estructuras con las características de la corteza y otros, finalmente, en la explicación del mecanismo que origina el levantamiento principal del sistema montañoso. Ante esta disparidad de aproximaciones, se ha creído conveniente realizar una exposición sintética conforme a un orden cronológico, con el objeto de que se vea la evolución de las investigaciones llevadas a cabo hasta llegar al estado actual de la cuestión. Dentro de ella se explican con más detalle aquéllas en las que el área investigada que ha servido para la elaboración del modelo de interpretación se corresponde aproximadamente con la que se estudia en este trabajo.

Hay que recalcar finalmente que en este apartado y en el conjunto del presente capítulo sólo se trata de los modelos o interpretaciones tectónicas, referentes a la génesis y evolución de las estructuras, quedando fuera los que se refieren globalmente a la conformación del relieve y toman en consideración también la geodinámica externa, la sucesión paleoclimática, etc. A estos modelos evolutivos -referentes de forma prioritaria a los conjuntos mayores del Sistema Central (Gredos y Guadarrama) y a sus piedemontes- se hará referencia en el capítulo correspondiente al desarrollo geomorfológico del área de estudio.

II.2.1.1.1. Las interpretaciones clásicas.

Desde comienzos del siglo XX se acepta de forma general que el estilo y la estructuración tectónica del Sistema Central es la propia de una cadena montañosa organizada en un sistema de bloques elevados y hundidos limitados por fallas y desgarres (*faultblock mountain* o *horst-block*). Su génesis y evolución se relacionan, en consecuencia, con una tectónica de fractura que produce la compartimentación en bloques y la desnivelación de los mismos a diferentes alturas como resultado de movimientos importantes en la vertical, creando estructuras en *Horst* y *Graben* (MACPHERSON, 1879; HERNÁNDEZ PACHECO, E, 1923; VIDAL BOX, 1937; SCHWENZER, 1943).

Dentro de esta línea es Eduardo HERNÁNDEZ PACHECO (1923) el primero que plantea una interpretación geodinámica completa y bien elaborada. Este autor propone que el Sistema Central Español ha de entenderse como resultado de dos fases orogénicas. La primera, relacionada con movimientos hercinianos póstumos desarrollados durante el Pérmico, tendría como consecuencia “la dislocación de la vieja cordillera herciniana, a causa de movimientos de descompresión que producen la segmentación transversal de esta cordillera basculando algunos segmentos”, diferenciándose de este modo “el escalón que ahora separa ambas Castillas”. La segunda, iniciada a principios del Terciario y también relacionada con esfuerzos distensivos o de descompresión, provocaría “movimientos de descenso en sentido vertical de los compartimentos terrestres situados a lo largo del borde

montañoso”, es decir se produciría el hundimiento diferencial de las mesetas dejando entre ellas el conjunto de bloques erguido del Sistema Central.

En los años centrales del pasado siglo SOLÉ SABARÍS (1952) y BIROT y SOLÉ (1954) explican de nuevo el levantamiento de este sistema montañoso como resultado de dos fases tectónicas, relacionadas con el plegamiento de la Cordillera Bética durante la orogenia Alpina. La primera de ellas, a la que datan en el Oligoceno, tendría carácter compresivo y provocaría la formación de una bóveda limitada por fallas inversas en el zócalo y pliegues suaves de radio medio de curvatura en la cobertera sedimentaria preexistente. La segunda fase se iniciaría en el Mioceno medio y produciría la elevación principal de las estructuras del Sistema Central, mediante una tectónica de bloques de componente esencialmente vertical, que reactiva las fallas articulando el relieve en una serie de *horsts* y *grabens* bien individualizados. Este enérgico levantamiento lo consideran impulsado por reajustes isostáticos, que se producen cuando la acumulación de “Sial” (material aluminico-silicatado menos denso) en profundidad supera el umbral de rigidez de la corteza, haciendo que se eleven diferencialmente los bloques más ligeros y gruesos (*horsts*) respecto al resto a lo largo de fallas generadas en la fase anterior, cuyos planos convergen hacia abajo.

II.2.1.1.2. Las nuevas interpretaciones.

Hasta mediados de la década de los setenta se mantiene vigente el modelo de SOLÉ y BIROT conforme al cual la corteza ha de presentar mayor grosor bajo el Sistema Central.

Sin embargo, ROSALES *et al.*, realizan en 1976 un estudio gravimétrico (análisis de las anomalías de *Bouger* entre Madrid y Arévalo) con el objeto de determinar las características de la corteza en el sector central de la Sierra de Guadarrama, los resultados del cual ponen en evidencia que a lo largo del perfil analizado la corteza no muestra ningún engrosamiento apreciable, tiene un espesor medio de 43 km y se encuentra fragmentada en bloques por zonas de fracturación subverticales a escala cortical que tienen manifestaciones en superficie. Se constata además la falta de concordancia entre la potencia cortical y las cotas topográficas, lo que implica la inexistencia de raíces en el sistema montañoso (Fig. II.8).

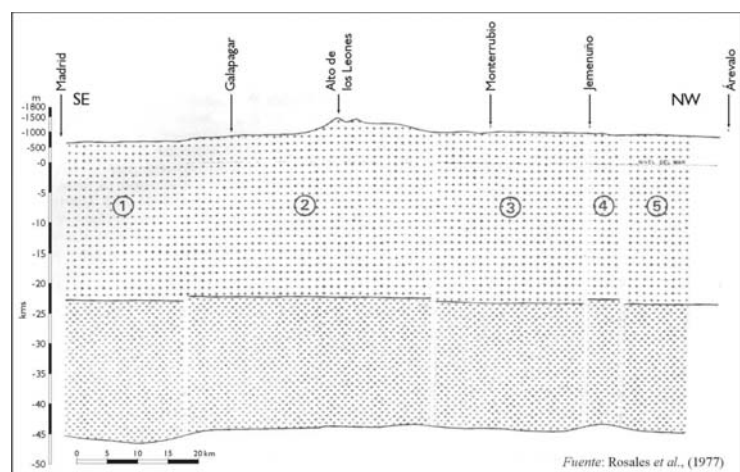


Fig. II.8. Modelo de corteza posible según Rosales *et al.*, (1976)

Esta ausencia de raíces ha abierto camino a la formulación de nuevas interpretaciones. Así, ALÍA (1976) propone un modelo según el cual la génesis tectónica del Sistema Central se iniciaría durante el Paleógeno con el desarrollo de un gran abovedamiento al que denomina “Bóveda Castellano-Extremeña”. Sería ésta una megaestructura cortical de forma elíptica y eje mayor orientado de NE a SW, que se formaría bien por esfuerzos laterales de compresión capaces de afectar a la corteza terrestre en su conjunto bien por activaciones o elevaciones del manto subyacente. En una fase posterior, al relajarse los esfuerzos compresivos durante el Mioceno, se producirían movimientos diferenciales aprovechando fracturas anteriores a la formación de la Bóveda, que provocarían el hundimiento de sus flancos y la elevación de las zonas axiales.

En esta misma línea, VEGAS y BANDA (1982) proponen un modelo en el que el Sistema Central se considera en sí mismo una gran bóveda, resultante de un arqueamiento generalizado de la corteza bajo un régimen tectónico compresivo (Fig. II.9).

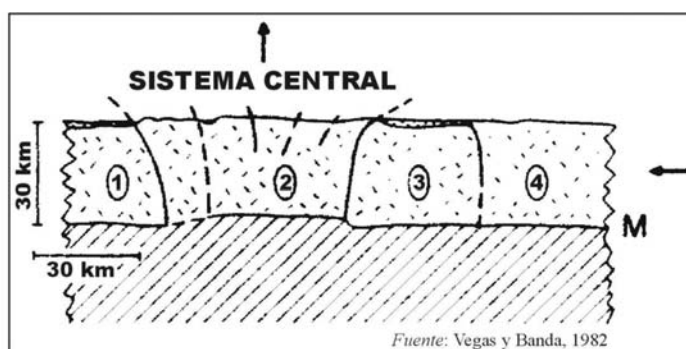


Fig. II.9. Modelo de deformación compresiva, según Vegas y Banda (1982). 1. Sistema Central; 2. Cuenca del Tajo; 3. Montes de Toledo; 4. Cuenca del Duero

Partiendo de la interpretación de ALÍA (1976), PORTERO y AZNAR presentan en 1984 un nuevo y más detallado modelo de evolución tectónica del Sistema Central Español. Según ellos, éste comenzaría a constituirse a partir del Eoceno superior debido a la formación de un abombamiento (Bóveda Castellano-Extremeña) en respuesta a una compresión cortical NW-SE. En la transición del Eoceno al Oligoceno esta inicial megaestructura progresa y se acentúa, al reactivarse fracturas tardihercínicas que actúan entonces como fallas inversas de plano subvertical en relación con las cuales se produce el hundimiento de sus flancos y la consiguiente individualización del macizo y las cuencas que lo enmarcan. Pero es durante el Oligoceno y los tiempos iniciales y centrales del Mioceno cuando se produce el levantamiento fundamental y la estructuración interna del sistema montañoso. Estos procesos son impulsados, primeramente, por empujes transmitidos desde el NNE y el NE (“estructuración Pirenaica”) y, en segundo lugar -a partir del Aragoniense-, por esfuerzos tectónicos compresivos procedentes del SE, con una clara componente Bética. Estas compresiones sucesivas reactivan las fracturas tardihercínicas, dando lugar a un juego de bloques con funcionamiento diferencial. De este modo “el Sistema Central comienza a configurarse como un bloque elevado de forma romboidal o *rhom horst*, limitado por importantes líneas de dislocación: la falla de Santa María la Real de Nieva, al NW, las fallas de Guadayerbas y Guadalix, al SE, la “Banda Estructural de Toledo”, al Sur, y la falla de Ayllón o del borde sur de Almazán, al NE”. En esta fase se

integra también la aparición de algunas fosas intramontañosas (valle de Amblés, fosa del Lozoya) de tipo *pull apart*, que se forman por el hundimiento de bloques de forma romboidal (*rhom grabens*). Posteriormente, durante el Mioceno medio-superior, se produce la sedimentación terciaria de carácter expansivo hacia los bordes y, por fin, durante el Plioceno nuevas fases tectónicas compresivas (fases Iberomanchegas) remarcan la desnivelación de los bloques, estableciéndose el límite definitivo entre el sistema montañoso y las cuencas (Fig. II.10).

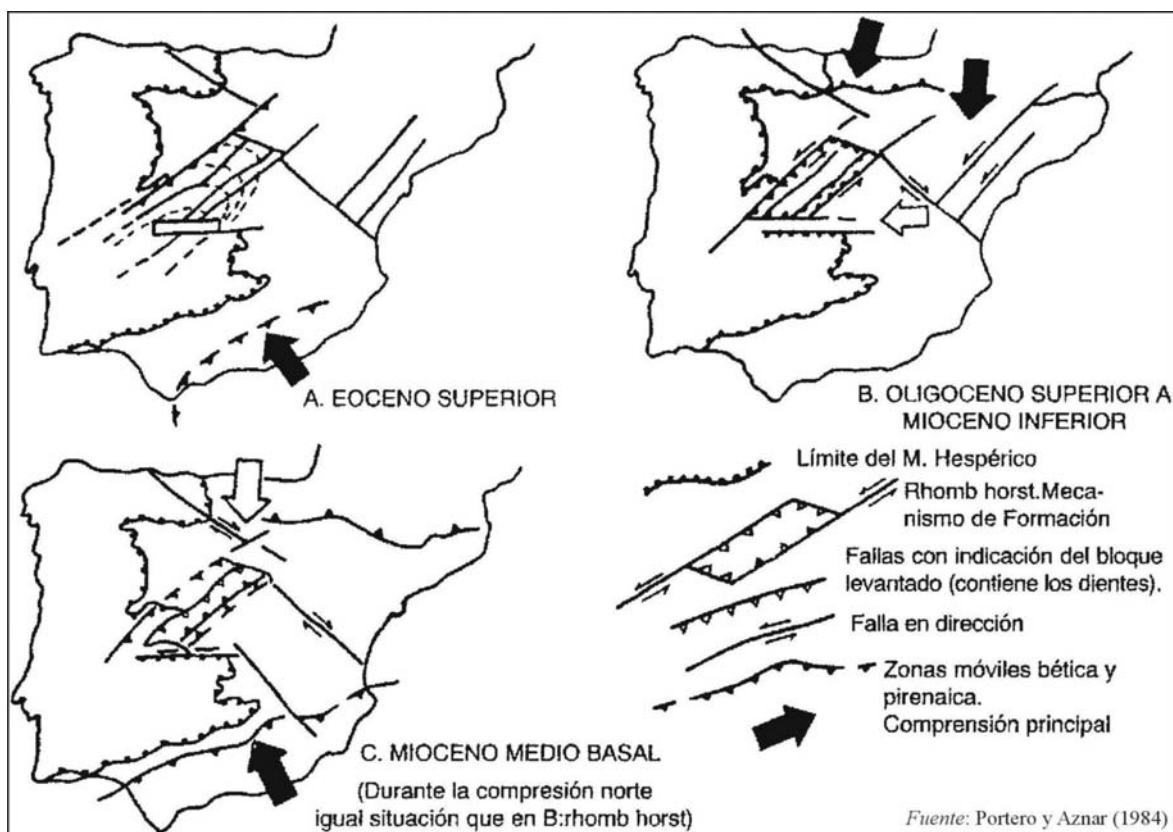


Fig. II.10. Modelo de Rhom-Horst según Portero y Aznar (1984)

Algunos años después VEGAS *et al.*, (1986) y VEGAS *et al.*, (1990) abordan la explicación del Sistema Central a partir de un modelo de deformación intracontinental distribuida basándose en nuevos datos geológicos y geofísicos. Los primeros ponen de manifiesto la existencia de una banda continua de deformación de unos 40-50 km de ancho y limitada por fallas que se extienden, con una dirección W-E, desde el borde del Atlántico hasta el extremo oriental de Somosierra (a la que los autores identifican con un área de debilidad o cizalla intraplaca). Los segundos, procedentes de la interpretación de los datos sísmicos obtenidos en un perfil efectuado entre las localidades de Yepes (Toledo) y Salamanca, cruzando la cuenca de Madrid, el Sistema Central en el sector de Gredos y la Cuenca del Duero (VEGAS y SURINACH, 1987), permiten reconocer -a diferencia de lo concluido por ROSALES *et al.*, (1976) en el Guadarrama- que existe un engrosamiento moderado de la corteza bajo la sierra de Gredos. Generalizando esto al resto de la cadena

se mantiene que el Sistema Central ha de ser considerado como una macroestructura cortical con raíces, bajo la cual la discontinuidad de Mohorovicic (Moho) desciende unos 3 km respecto a las áreas adyacentes (Fig. II.11).

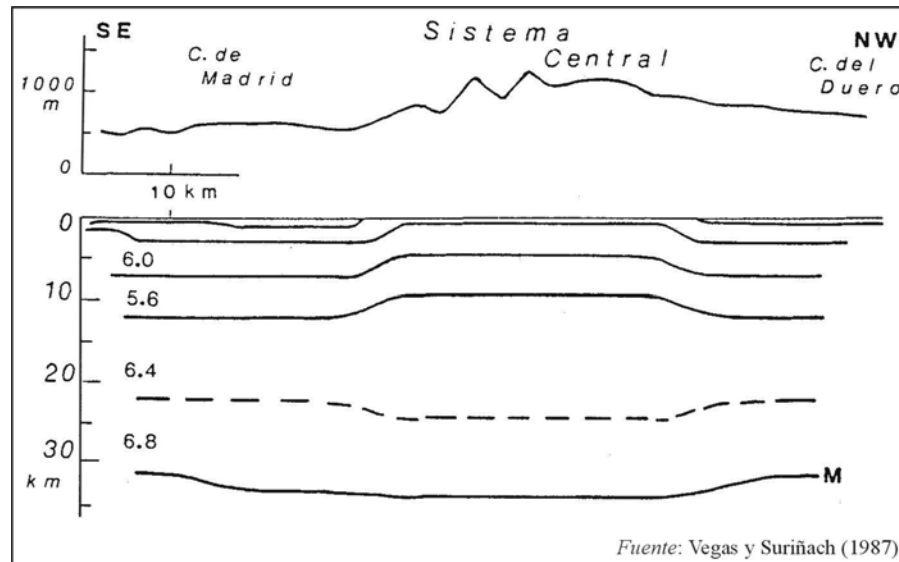


Fig. II.11. Modelo de corteza según Vegas y Suriñach (1987).
Los números en las capas indican velocidades de las ondas P en km/seg.

Apoyándose en estos datos previos, los autores citados explican la evolución geodinámica del Sistema Central Español diferenciando en ella dos grandes fases. La primera, iniciada en el tránsito Cretácico superior-Paleógeno con la traslación de la Placa Ibérica con respecto a la de Eurasia, produciría un mecanismo de cizalla simple o deformación distribuida con movimiento dextro en la horizontal que implicó la rotación de una serie de bloques limitados por fallas. La segunda fase estaría relacionada con la compresión de la placa Ibérica como consecuencia de la convergencia entre las placas de Eurasia y África desde el Eoceno hasta la actualidad, como consecuencia de la cual se produciría una deformación por cizalla pura que provocaría el engrosamiento moderado de la corteza bajo el Sistema Central (Fig. II.12). No obstante, el acortamiento cortical producido por esta secuencia compresiva habría tenido una respuesta diferencial en los diversos niveles de esta capa externa de la Litósfera: mientras que la corteza inferior, de naturaleza dúctil, se habría acomodado mediante un engrosamiento generalizado (con un arqueamiento de unos 2,5 km en su límite superior y una inflexión de unos 3 km en el contacto con el Moho), la corteza superior, de carácter frágil, se habría levantado a través de un conjunto de bloques individualizados por fallas inversas, manifestándose en superficie en la creación del relieve del Sistema Central. El carácter inverso de estas fallas -en especial las del borde de la cadena- se deduce por ser la solución geométrica al problema de espacio creado en la corteza superior frágil por el ascenso de la corteza inferior dúctil (VEGAS y SURINACH, 1987).

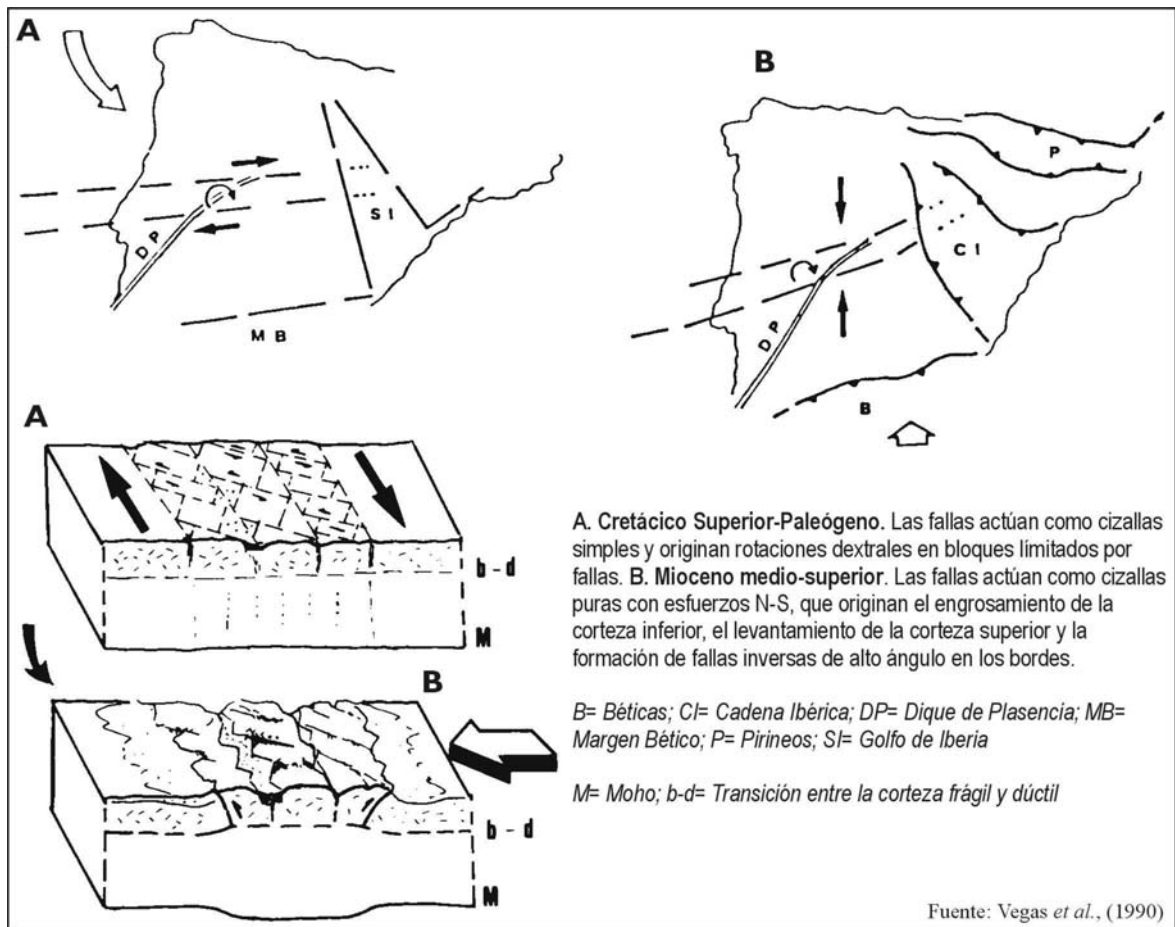


Fig. II.12. Modelo de deformación distribuida según Vegas et al., (1986; 1990)

II.2.1.1.3. Las últimas interpretaciones y el estado actual de la cuestión

En torno a 1990 se abren nuevas perspectivas en la investigación a partir de las cuales surgen en los últimos años varios modelos genéticos que, rompiendo con las ideas anteriores, interpretan el Sistema Central como un *pop up* (“horst cabalgante” o “intrusión tectónica”) resultante de una “tectónica de piel fina” que afecta a su basamento.

El primero de estos modelos fue propuesto por WARBURTON y ÁLVAREZ (1989) y BANKS y WARBURTON (1991), los cuales interpretan la génesis de las cadenas montañosas de la parte oriental de la Península Ibérica en relación con la deformación Alpina como resultado de una “tectónica cabalgante de piel fina” (*thin-skin thrust tectonic*) que afectaría a la parte superior de la corteza a través de un nivel de despegue intracortical de escala regional situado a una profundidad de 8-10 km, que produciría el levantamiento del Sistema Central como un gran *pop up*. Dentro de este modelo tectónico, la citada cadena representaría el límite externo del sistema de estructuras compresivas vinculado al orógeno Bético.

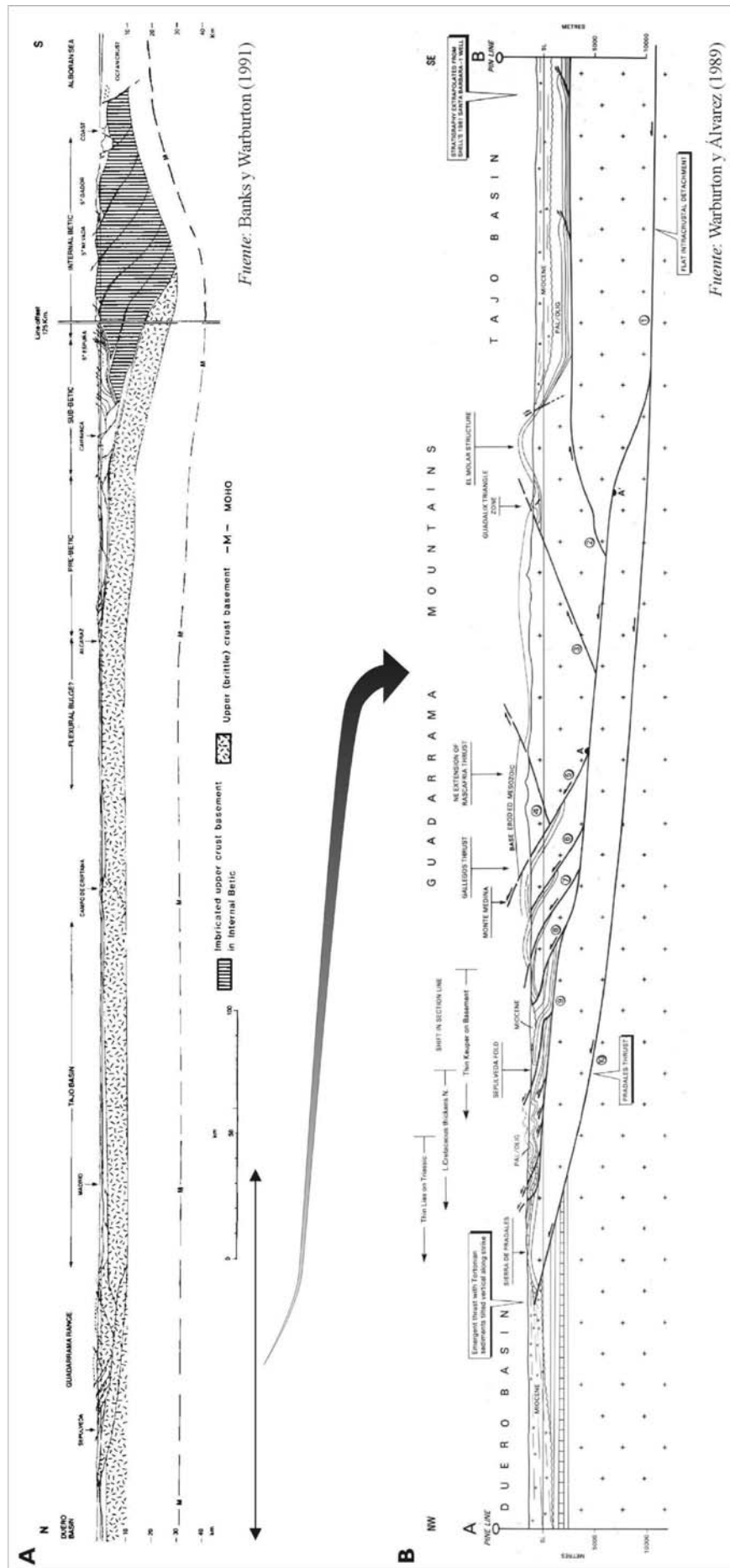


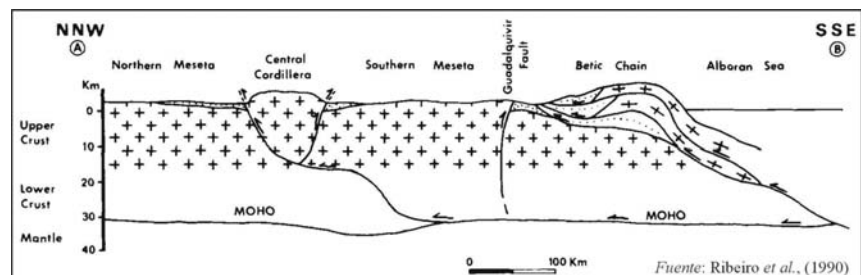
Fig. II.13. A. Sección estructural transversal a través del centro y sur de España. El cabalgamiento medio en la corteza vinculando la Sierra de Guadarrama con las Cordillera Bética es especulativo (En: BANKS y WARBURTON, 1991). La profundidad de la estructura cortical de la cordillera Bética es esquemática. B. Sección transversal estructural de la Sierra de Guadarrama y su enlace con las Depresión del Tajo y con la del Duero (En: WARBURTON y ÁLVAREZ, 1989).

Basándose en la interpretación de datos macroestructurales y en la construcción de un perfil compensado desde Aranda de Duero (Burgos) hasta las proximidades de Madrid - que atraviesa la depresión del Duero, el macizo de Monterrubio (incluyendo la Serrezuela y el macizo de Sepúlveda), la depresión terciaria de San Pedro de Gaillos-Perorrubio, el piedemonte Norte de Pedraza-Prádena, el Guadarrama oriental (sierras de Navafría y de la Morcuera), el piedemonte Sur de El Molar-Guadalix y la Cuenca del Tajo- estos autores diferencian varios dominios y estilos tectónicos. En concreto, los pliegues disimétricos que, dentro del área de estudio, caracterizan al área de la Serrezuela y al macizo de Sepúlveda, los interpretan como cabalgamientos imbricados que se despegan directamente del basamento, afectando sólo a la cobertera mesozoica y paleógena; por su parte las estructuras plegadas del piedemonte Norte de Prádena-Gallegos (sector de Monte Medina) las identifican también con una serie de cabalgamientos imbricados o escamas pero que, a diferencia de la unidad anterior, involucran tanto a la cobertera mesozoica como al basamento.

Los volúmenes montañosos principales de la Sierra de Guadarrama, donde se alcanzan las mayores alturas, así como los que accidentan su borde o piedemonte Sur se corresponderían, por su parte, con bloques levantados inversos o cabalgantes (*pop ups*) desarrollados favor de retrocabalgamientos (*backthrusting*) que arrancan de un nivel de despegue o *detachment* basal situado en este sector a unos 8 km de profundidad (BANKS y Warburton, 1991). La mayor elevación de la sierra se registra entre el “cabalgamiento de Prádena-Gallegos” y el “retrocabalgamiento de Rascafría”, donde se produce un mayor levantamiento del basamento conformando una estructura geométrica de tipo *pop-up* o bloque levantado inverso.

En esta misma línea RIBEIRO *et al.*, (1990) mantienen la idea de que el basamento del antepaís alpino en Portugal y en la Meseta Ibérica fue deformado durante el Mioceno bajo la acción de una tectónica compresiva e interpretan de nuevo el Sistema Central como un *pop up* de escala cortical, que se produce a partir de un despegue o *detachment* profundo bajo el impulso de la compresión Bética. Como consecuencia de ella las fracturas de desgarre de dirección ENE-WSW y NE-SW del basamento fueron reactivadas como fallas inversas vergentes al NW; es esta reactivación la que produce la elevación del Sistema Central como un *pop up* cabalgante sobre las cuencas adyacentes (Fig. II.14).

Fig. II.14. Estructura del Sistema Central, según RIBEIRO *et al.*, (1990), que muestra la reactivación alpina del basamento Varisco, con el desarrollo de un *detachment* o *décollement* a lo largo del



Moho y la estructura en *pop-up* del Sistema Central, inducida por la compresión Bética.

En los últimos diez años se han publicado nuevas aportaciones, que en su mayor parte confirman y precisan las interpretaciones que se acaban de exponer. En ellas se plantea de forma más detallada la secuencia evolutiva de las deformaciones del interior de la Península Ibérica, entre las que se encuentran las responsables del Sistema Central Español y de las grandes cuencas terciarias que lo enmarca al Sur y al Norte. A este respecto se pueden diferenciar dos líneas de investigación, que se apoyan en la incorporación y aplicación de recientes técnicas geológicas y geofísicas: una se centra en la determinación del origen del campo de paleoesfuerzos dominante durante la compresión alpina en la Península Ibérica (CAPOTE *et al.*, 1990; DE VICENTE *et al.*, 1994, 1996b; MUÑOZ *et al.*, 1996, 1998; MUÑOZ y DE VICENTE, 1998, ANDEWEG *et al.*, 1999; ANDEWEG, 2002) y otra analiza los principales eventos o episodios de levantamiento y denudación por medio de la “datación por trazas de fisión en apatitos” o *termocronología* (SELL *et al.*, 1995; DE BRUIJNE, 2001; DE BRUIJNE y ANDRIESSEN, 2000, 2002).

El contenido de estos trabajos, en los que se han establecido con mayor precisión cronológica las etapas o eventos que dan lugar a la creación de los relieves del interior peninsular e incluso se los ha dado nuevas denominaciones que comienzan a utilizarse ya con mayor frecuencia en la literatura científica que los nombres de las etapas tectónicas clásicas reconocidas con anterioridad, constituyen el estado actual de la cuestión dentro del que encuadrar la interpretación tectónica de las grandes morfoestructuras presentes en el área de estudio.

II.2.1.1.3.1. Determinación de los campo de paleoesfuerzos y deformaciones asociadas

Como se ha señalado, una parte importante de los trabajos de investigación geotectónica publicados en la última década del siglo XX y los primeros años del XXI se han centrado en la determinación, mediante la aplicación de diferentes técnicas de análisis, de los campos de paleoesfuerzos o paleotensores terciarios y cuaternarios que han afectado al interior de la Península Ibérica y en el reconocimiento de las deformaciones asociadas a ellos.

En concreto, las modalidades de análisis utilizadas en las áreas de mayor interés donde se encuadra el territorio estudiado (enlace del borde oriental del Sistema Central Español con la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Cuenca de Madrid, Sierra de Altomira, Cuenca de Loranca y, en menor medida, el borde oriental de la Cuenca del Duero) son las siguientes:

- Análisis macroestructural y levantamiento de perfiles compensados a partir de una información geológica precisa de los principales accidentes tectónicos.

- Análisis microestructural mediante la aplicación de diferentes técnicas de análisis poblacional de las orientaciones de las fallas y de las estrías relacionadas con ellas.
- Simulación de esfuerzos para determinar la influencia de los procesos tectónicos sobre los esfuerzos intraplaca mediante la construcción de modelos simples de campos de esfuerzos con elementos finitos. Un modelo de este tipo ha sido aplicado recientemente para simular los campos de paleoesfuerzos compresivos terciarios deducidos a partir de análisis microestructurales en la cobertera y en el basamento.
- Análisis del estado de esfuerzos recientes y activos mediante métodos de análisis poblacional de “los mecanismos focales de terremotos” (*focal mechanism solution*). Este método, utilizado para obtener información sobre actividad tectónica reciente, permite construir el mecanismo focal individual de cada sismo, emplazar su localización, su magnitud y profundidad, el número de polaridades y, finalmente, determinar de forma conjunta el campo de esfuerzos regional bajo el cual se ha producido (GINER *et al.*, 1996a; ANDEWEG *et al.*, 1999; ANDEWEG, 2002).

La integración de estos datos macroestructurales, microestructurales y sismológicos y de estas modelizaciones, junto con el estudio de las correlaciones sedimentarias con las cuencas terciarias, ha permitido a diversos autores establecer el origen, la orientación y la magnitud de una serie de campos de esfuerzos activos en la Península Ibérica durante la orogenia Alpina, así como determinar la edad de actuación de los mismos y proponer un modelo geodinámico evolutivo (CAPOTE *et al.*, 1990; DE VICENTE *et al.*, 1994; MUÑOZ *et al.*, 1996; MUÑOZ *et al.*, 1998; MUÑOZ y DE VICENTE, 1998, ANDEWEG, 2002). En él se parte de la constatación de que el desarrollo de estos campos de esfuerzos que en definitiva dan lugar a las principales cadenas y cuencas intraplaca del interior de la Meseta Ibérica está controlado por la existencia de dos fases o etapas tectónicas mayores: la “estructuración Pirenaica” durante el Eoceno y el Oligoceno y la “estructuración Bética” desde el Mioceno medio hasta la actualidad (MUÑOZ y DE VICENTE, 1998).

A) El campo de paleoesfuerzos “Ibérico” (o fase Ibérica-Pirenaica).

Este campo está relacionado con la fase de mayor actividad tectónica registrada en el margen Norte de la Placa Ibérica durante el Eoceno y el Oligoceno inferior (de los 51 Ma hasta los 38 Ma), cuya consecuencia principal es la formación del orógeno pirenaico.

La transmisión hacia el antepaís pirenaico de esfuerzos derivados de este empuje tectónico -que significó la colisión y unión de las placas Ibérica y Euroasiática, las cuales se han comportado desde entonces como una sola unidad- produjo un acortamiento horizontal máximo o del transporte tectónico orientado según una dirección NNE-SSW (o N10°E) y

tuvo como consecuencia más relevante la formación de una serie de cadenas intraplaca: las Cadenas Costero-Catalanas, la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y el sector meridional de la Sierra de Altomira. También, durante este episodio se esbozan los relieves de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y del Sistema Central Español.

B) El campo de paleoesfuerzos “Altomira” (o fase Altomira).

Esta fase se ha interpretado como un campo de esfuerzos local con un acortamiento máximo horizontal según una dirección N110°E, originado por la superposición espacial y temporal de las compresiones transmitidas desde los márgenes de la placa Ibérica, ligadas a los orógenos Pirenaico y Bético.

De este modo, la actividad tectónica en ambos márgenes supone la superposición de las compresiones NNE (Ibérica-Pirenaica) y NNW (Guadarrama-Bética), generando una compresión intermedia E-W, durante el intervalo Oligoceno superior y Mioceno inferior (entre los 38Ma y los 24 Ma), que sería la responsable de la formación del cinturón de pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira. Este campo de esfuerzos estuvo, por tanto, restringido o limitado al borde oriental de la Cuenca del Tajo (MUÑOZ y DE VICENTE, 1998; ANDEWEG *et al.*, 1999).

C) El campo de paleoesfuerzos “Guadarrama” (o fase Guadarrama-Bética).

A partir del Mioceno medio y hasta la actualidad (entre los 24 Ma y el presente), la actividad tectónica principal se traslada hacia el borde Sur de la Placa Ibérica y está vinculada al proceso de convergencia de la placa Africana con respecto al citado borde y a la consiguiente formación del orógeno o “estructuración” Bética.

La compresión derivada de esta estructuración Bética produce, a su vez, la instalación en el interior peninsular de un campo de esfuerzos bajo un régimen compresivo con un acortamiento horizontal máximo orientado de NNW a SSE (o entre N130°E y N160°E). Su origen, por tanto, se sitúa en el SE de la Placa Ibérica y se transmite hacia el NW, dando lugar a la formación de una serie de macroestructuras intraplaca en el antepaís Bético entre las que se encuentran: la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, el Sistema Central, las fosas del Duero y Tajo, los Montes de Toledo, las Cadenas Portuguesas y Sierra Morena (DE VICENTE *et al.*, 1994, 1996; MUÑOZ y DE VICENTE, 1998). Dentro de estas macroestructuras intraplaca las que tienen más interés desde la perspectiva de este trabajo son el Sistema Central y la fosa del Duero.

Aunque iniciada durante la fase ibérica-pirenaica, la estructuración definitiva del primero se produce durante la etapa dominada por los esfuerzos “Guadarrama-Bética”, fundamentalmente en el intervalo de tiempo correspondiente a la transición entre el

Mioceno medio y superior. Dentro de esta fase intra-aragoniense habría que situar o enmarcar el modelo propuesto por DE VICENTE *et al.*, (1992, 1994, 1996a) para explicar el levantamiento principal del Sistema Central y el mecanismo generador de su organización estructural; un modelo basado en una “tectónica cabalgante de piel fina” que afectaría a la parte superior de la corteza a través de un nivel de despegue intracortical de escala regional, la cual se propagaría hacia la superficie dando lugar a cabalgamientos o fallas inversas y retrocabalgamientos que producen estructuras levantadas (*pop up*) y hundidas (*pop down*). Para el desarrollo de esta interpretación global los citados autores parten también de análisis macroestructurales (interpretación de la geología de superficie y construcción de un corte compensado con la restauración de la cobertera mesozoica en el mismo lugar que el realizado por WARBURTON y ÁLVAREZ, 1989) y cuentan con el apoyo de un detallado análisis de las microestructuras, por medio del estudio de poblaciones de fallas, así como con los resultados de la interpretación de datos geofísicos (sísmicos y gravimétricos) relativamente recientes.

A partir de esta completa analítica, se interpreta que el acortamiento -de aproximadamente el 22%- producido por la actuación del campo de esfuerzos compresivo con una dirección máxima horizontal NW-SE (o N160E) a lo largo de la fase de deformación “Guadarrama-Bética” se traduce en un engrosamiento de la corteza y en un arqueamiento de su nivel superior debajo del Sistema Central (VEGAS y SURINACH, 1987), la respuesta al cual es el desarrollo de cabalgamientos imbricados y estructuras elevadas o *pop ups*. Estas estructuras afectarían a la parte superior de la corteza (basamento frágil) y enraizarían con un suave buzamiento hacia el Sur con un despegue o *detachment* (cabalgamiento basal inferior) de escala regional. A partir de la restauración del corte compensado se ha estimado que este plano de despegue basal está situado a unos 10-13 km de profundidad por debajo del nivel del mar (DE VICENTE *et al.*, 1996a,b).

Las interpretaciones expuestas han sido apoyadas por un reciente estudio gravimétrico y estructural llevado a cabo por TEJERO *et al.*, (1996) en el centro de la Península. Estos autores modelizan la gravimetría a lo largo de dos perfiles (Toledo-Salamanca y Toledo-Segovia-Valladolid), cuyos resultados permiten verificar -en su opinión- que la corteza aparece engrosada y presenta raíces extensas por debajo del Sistema Central, donde el límite entre la corteza y el manto describe un amplio y suave arco cóncavo hacia arriba y el “Moho” desciende de 32 a 35 km de profundidad. Los límites de este engrosamiento, que afecta principalmente a la corteza media y alcanza unos 8 km de profundidad, se interpretan como dos superficies de cabalgamiento, que diferencian y elevan un bloque de corteza superior como una estructura de tipo *pop up*, que se corresponde con el Sistema Central (Fig. II.15).

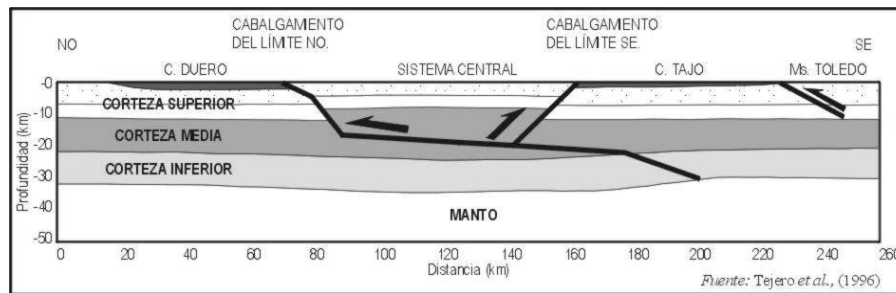


Fig. II.15. Esquema de la estructura cortical del Sistema Central según Tejero *et al.*, 1996.

Por lo tanto, las últimas investigaciones llegan a la conclusión de que la estructura tectónica general de la cadena, y en particular del sector donde se ubica el territorio estudiado, es la de un bloque levantado o gran *pop up* asimétrico limitado por dos importantes fallas inversas, las cuales cabalgan sobre los materiales terciarios que conforman las dos cuencas sin y postectónicas adyacentes (la del Duero y la del Tajo) definiendo una doble vergencia: hacia el NW en su borde Norte y hacia el SE en su borde Sur.

No obstante, dentro de este contexto general se pueden diferenciar varios dominios con estructuras y estilos tectónicos diferentes tal como se desprende de la interpretación del corte geológico compensado realizado por DE VICENTE *et al.*, (1994, 1996a,b,c) (Fig. II.16). Así, el sector central correspondiente a las unidades más elevadas y propiamente montañosas del Guadarrama oriental estaría formado por dos importantes *pops up* o bloques elevados inversos (“bloque de Navafría” y “bloque de La Morcuera”) separados por otros que han ascendido algo menos o bien se corresponden con estructuras hundidas de tipo *pop down* (“fosa de Lozoya” y “fosa Guadalix-Venturada”), por lo que suelen conservar restos de la cobertera pretectónica (DE VICENTE *et al.*, 1992). Los bloques citados estarían limitados por fallas inversas de gran ángulo, a las que se atribuye un salto superior a los 1000 metros.

Por su parte, el borde meridional de la sierra en contacto ya con la depresión terciaria del Tajo estaría constituido por otro importante *pop up*, elevado en menor medida, que se corresponde con el piedemonte de El Molar-Venturada. El límite entre ambas estructuras estaría representado por la “falla del borde Sur”, cuyo salto calculado es de alrededor de 1500 m. Puede decirse, en conclusión, que el sector central de la Sierra y su borde meridional estarían formado por tres *pop ups* de 6-11 km de longitud que implicarían a la corteza superior (o “basamento de comportamiento frágil”) a partir de una superficie de cabalgamiento basal o nivel de despegue situado a unos 10-12 km de profundidad. Estos bloques erguidos se encontrarían separados y enmarcados por varios *pop down*.

Por lo que hace referencia al borde septentrional de la Sierra y a su enlace con la depresión del Duero -donde se localiza el área investigada en este trabajo-, estos autores han interpretado su estructura tectónica como una serie de cabalgamientos imbricados

vergentes hacia el NW, cuyos planos presentan un buzamiento suave hacia el S y el SE (DE VICENTE *et al.*, 1994, 1996a). Estos cabalgamientos, que definen las estructuras del macizo de Sepúlveda y el piedemonte Norte entre Segovia y aproximadamente Cerezo de Abajo, se han explicado por la existencia de otro nivel de despegue, asimilable a un plano de despegue subhorizontal (*decollément* o *detachment*) que afectaría a la parte superior de la corteza o “basamento frágil” y se situaría a una profundidad, próxima a los 4 km, menor en consecuencia de la que da lugar a las estructuras del sector central y el borde meridional de la Sierra de Guadarrama. En este plano principal enraizarían una serie de planos de cabalgamiento secundarios, propagándose hacia la superficie durante las deformaciones alpinas. El origen de estos accidentes, que implican tanto a los materiales del basamento como a la cobertera sedimentaria cretácica y paleógena (generando pliegues monoclinales en esta última), se ha relacionado con la presencia de un mayor número de planos de discontinuidad en el basamento en este borde Norte en relación con las direcciones de foliación y esquistosidad hercínicas (DE VICENTE *et al.*, 1994, 1996a; ANDEWEG *et al.*, 1999). Finalmente, el enlace propiamente dicho del Sistema Central con la cuenca del Duero se produciría en este sector por medio de la denominada “falla de Santa María La Real de Nieva-Sierra de Pradales”, otro cabalgamiento o falla inversa de longitud regional y de gran ángulo, aunque con menor salto que la “falla del borde Sur”.

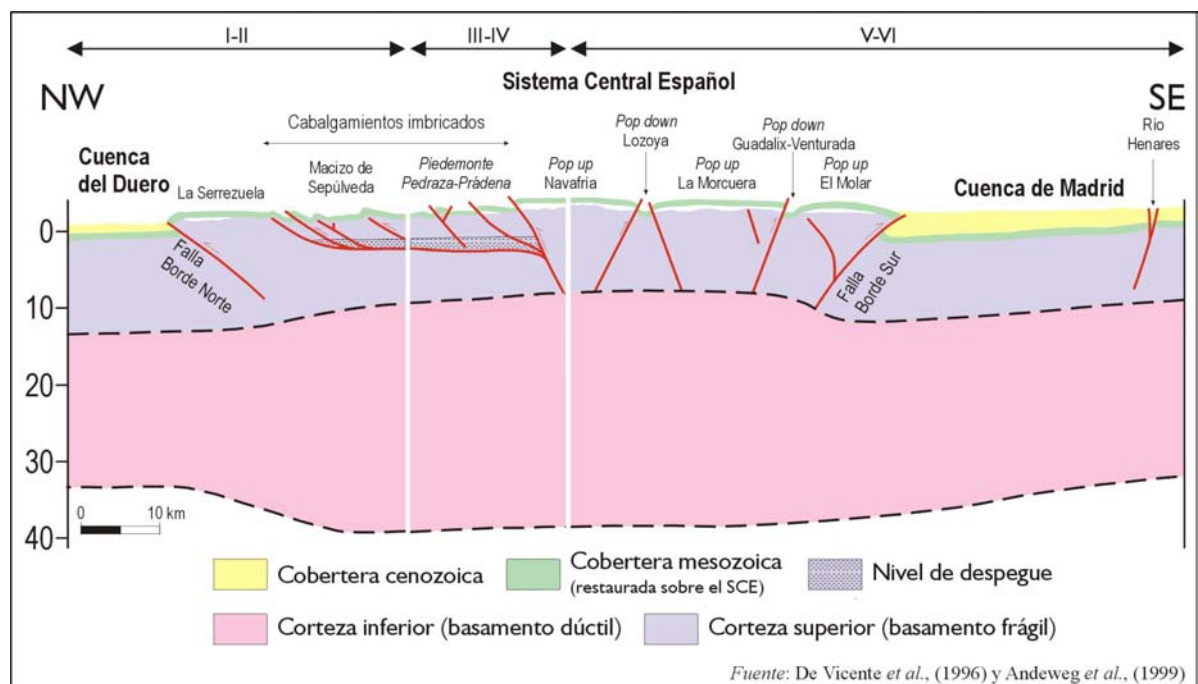


Fig. II.16. Perfil transversal al Sistema Central Español, Cuenca del Tajo y Cuenca del Duero que muestra la estructura cortical y la estructura tectónica, según la interpretación propuesta por De Vicente *et al.*, 1996a.

D) El campo de paleoesfuerzos “Reciente”.

Los tensores de paleoesfuerzos deducidos del análisis de fallas en sedimentos datados desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario y el análisis de mecanismos focales de

terremotos indican la coexistencia en los tiempos más recientes de dos campos de esfuerzos: uno de dirección NNW-SSE, que no es sino la continuación del campo compresivo de la fase “Guadarrama”, y otro subparalelo también con orientación NNW-SSE, pero de carácter extensivo (ANDEWEG *et al.*, 1999; DE VICENTE *et al.*, 1996a; MUÑOZ y DE VICENTE, 1998). Este campo que se ha denominado “Reciente” equivale a la “fase Torrelaguna” diferenciada previamente por CAPOTE *et al.*, 1990.

La dinámica de extensión descrita se ha puesto en relación con el proceso continuado de la apertura o *rifting* del Golfo de Valencia -iniciado en el Mioceno inferior- cuyos esfuerzos migran en el tiempo hacia el interior peninsular. Pero, también recientemente, MUÑOZ y DE VICENTE (1998), han sugerido que los esfuerzos extensivos pueden estar relacionados simplemente con la disminución de la magnitud de los esfuerzos “Guadarrama”, produciendo un cambio de sentido en la deformación. Esta disminución de la actividad compresiva se manifestaría por el cese de actividad de las grandes fallas inversas NE-SO del Sistema Central y de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y por la relajación de los esfuerzos, junto con el efecto de rebote isostático consiguiente al engrosamiento cortical producido durante la estructuración del Sistema Central. De ello se derivaría la aparición de nuevas estructuras (pliegues o flexiones) y la reactivación de las fallas direccionales NE-SW (dextrales) y N-S (sinestrales), que actuarían durante esta fase con un mayor componente normal (MUÑOZ y DE VICENTE, 1998; GINER *et al.*, 1996b).

La actividad desarrollada en esta fase -que se correspondería con el tensor de esfuerzos actual o, lo que es lo mismo, con la tectónica activa- se ha constatado y confirmado en el centro-este de la Península Ibérica, especialmente en la falla del borde sur del Sistema Central, en la cuenca de Madrid, en la Sierra de Altomira, en la Cuenca de Loranca y en el sector occidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, en el borde Norte del Sistema Central y en la Cuenca del Duero está actividad no es evidente, lo que parece indicar -a falta de estudios más profundos- que las principales fallas inversas y desgarres tan activos durante el Mioceno medio-superior dejaron de funcionar a finales del Mioceno superior y en el Plioceno (DE VICENTE *et al.*, 1996a). Sólo en el borde oriental de la cuenca del Duero (en su límite con el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica-Macizo de Cameros-Demanda- y el corredor de Aranda de Duero-Burgo de Osma) se han reconocido deformaciones recientes sobre materiales neógenos, que han sido relacionadas con la reactivación de fallas y pliegues previos (CORTÉS *et al.*, 1999). Puede decirse en consecuencia que los estudios estructurales y paleosísmicos llevados a cabo hasta el presente en el interior peninsular sugieren un comportamiento tectónico diferente en la cuenca del Tajo y en la cuenca del Duero desde finales del Mioceno, siendo más evidente en la primera la existencia deformaciones y movimientos durante el Plioceno e incluso hasta el presente (Fig. II.17).

Los registros de la actividad sísmica actual en el interior de la Península Ibérica muestra amplias áreas asísmicas, entre las que se encuentran el centro-occidental Oeste peninsular y la Cuenca del Duero (HERRÁIZ *et al.*, 2000). La estabilidad que reina es esta última se ha explicado recientemente por una mayor presión litosférica (*strenght lithospheric*) debajo de esta unidad morfoestructural (TEJERO y RUIZ, 2002), mientras que la mayor sismicidad centrada en la falla del borde Sur del Sistema Central Español, en la cuenca de Madrid, en la sierra de Altomira y en la cuenca de Loranca coincidiendo con las zonas en que -como se acaba de explicar- la corteza superior está flexionada como respuesta a la compensación isostática del movimiento total acumulado (en salto vertical de al menos 5 km) de la citada falla del borde Sur y a la continuación de los esfuerzos regionales compresivos Béticos (GINER *et al.*, 1996a; DE VICENTE *et al.*, 1996a; MUÑOZ y DE VICENTE, 1998; ANDEWEG *et al.*, 1999; ANDEWEG, 2002).

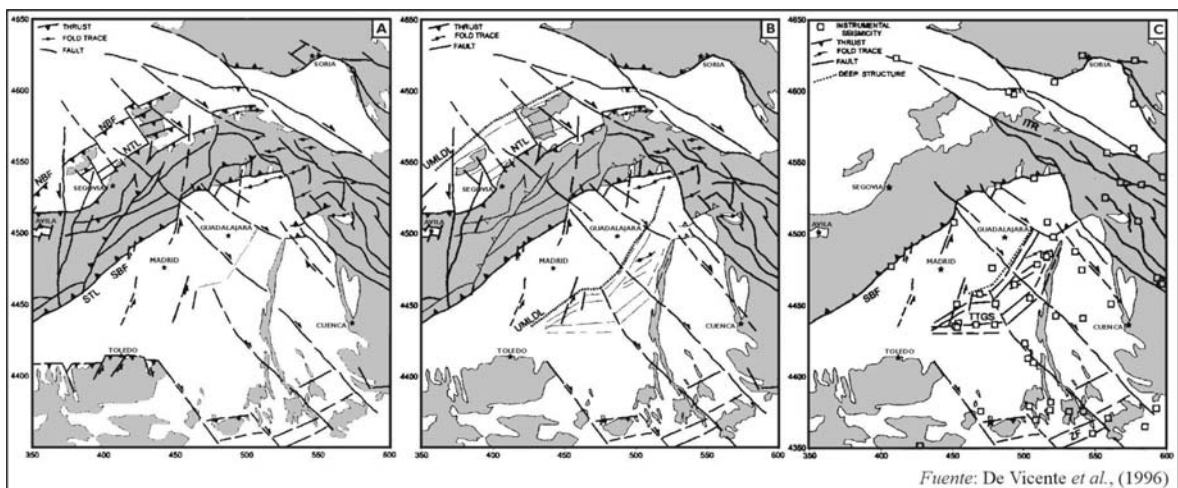


Fig. 17. Esquema estructural de las fallas activas deducidas a partir de la actuación de los campos de paleoesfuerzos, según DE Vicente *et al.*, (1996a). A. Mioceno medio-superior; B. Mioceno superior-Cuaternario; C: Actual.

NBF= Falla del borde norte; NTL= Límite topográfico septentrional; SBF= Falla del borde sur; STL= Límite topográfico meridional; UMLDL= Límite de la sedimentación lacustre en el Mioceno superior; ITR= Cordillera Ibérica; ZGS= Sistema de Graben del Zancara; TTGS= Sistema de graben del Tajo-Tajuña

De otro lado, los datos macroestructurales y las sucesiones sedimentarias permiten reconocer en los sectores orientales de la Cuenca del Tajo numerosas estructuras de deformación que afectan a materiales recientes (con edades que van del Mioceno superior al Cuaternario) y se han relacionado con varios períodos de mayor actividad tectónica. Las más importantes de estas crisis tectónicas recientes -cuyas consecuencias no se aprecian al N del Sistema Central- se habrían registrado en el tránsito Pleistoceno inferior-medio y otra a mitad del Pleistoceno medio (GINER *et al.*, 1996b,c). Asimismo, la cartografía detallada de las facies lacustres de finales del Mioceno superior en ambas cuencas pone de relieve que el límite de este tipo de sedimentación se encuentra mucho más próximo al sistema montañoso en la cuenca del Duero que en la cuenca del Tajo, lo cual parece confirmar que hubo una mayor actividad tectónica a favor del mayor levantamiento de la

falla del borde Sur del Sistema Central, que a favor de la falla del borde Norte (DE VICENTE *et al.*, 1996c)

En conclusión, la distribución actual de los focos sísmicos -cuyo número decrece desde el borde meridional del Sistema Central hacia el borde Norte, concentrándose en la parte central de la cuenca del Tajo-, junto con la disminución de la intensidad de la deformación en el mismo sentido, parecen indicar que las estructuras activas migraron progresivamente a partir de mediados del Mioceno desde el Norte hacia el Sur, por lo que los movimientos tectónicos recientes o activos durante el Plioceno y el Cuaternario son más evidentes en la cuenca de Madrid que en la del Duero (DE VICENTE *et al.*, 1996a; ANDEWEG *et al.*, 1999).

II.2.1.1.3.2. Establecimiento de episodios de levantamiento tectónico/denudación mediante datación por trazas de fisión en apatitos

En los últimos años ha comenzado a utilizarse la datación de rocas por medio del análisis de trazas de fisión en minerales para resolver problemas geológicos (origen del material sedimentario, modelización de la historia térmica de cuencas sedimentarias, evolución estructural de cinturones orogénicos, reconocimiento de fases de levantamiento y de denudación continental, etc). Este tipo de técnicas, cuyos principios y aplicaciones básicas pueden consultarse en BROWN *et al.*, (1994) y GALLAGHER *et al.*, (1998), proporciona una detallada información de la historia *tectonotérmica* de las rocas, pues a partir de una determinada temperatura comienzan a desarrollarse en sus componentes huellas o *trazas*, que son perturbaciones que se producen en la red cristalina de algunos minerales por la fisión espontánea de elementos radiactivos de uranio, las cuales quedan posteriormente fijadas o preservadas. En el caso del apatito la temperatura más baja a la cual las trazas de fisión comienzan a crecer y a preservarse se sitúa en 110-120°C; y se ha estimado además en este mineral un intervalo térmico entre 120 y 60°C, llamado “Zona de Retención Parcial”, en el que se desarrollan procesos de recocido que producen un acortamiento de la longitud inicial de las trazas, cuya longitud se sitúa en torno a 14µm. Así, dentro de este intervalo o zona, un enfriamiento rápido produce una longitud media de las trazas de $\geq 14 \mu\text{m}$ y una densidad baja, por el contrario un lenta o compleja historia de enfriamiento se refleja en una reducción de la longitud de las trazas y en una elevada densidad de las mismas. Asimismo, la edad de las trazas puede ser inferida desde el momento en que entran en la “Zona de Retención Parcial”, de modo que la historia térmica de una muestra de roca que contenga apatito puede ser modelizada a partir de la determinación de la edad de las trazas de fisión y la medida de su longitud. Finalmente, a partir de la información del incremento de la temperatura con la profundidad en la corteza de la Tierra (cálculo o estimación del gradiente geotérmico) es posible correlacionar la historia de enfriamiento de una muestra con episodios de levantamiento y denudación continental.

Desde este punto de vista, los períodos de enfriamiento acelerado se han interpretado como variaciones repentinas en las tasas de denudación de un área, las cuales pueden deberse a pulsaciones tectónicas, a una modificación en la organización de la red de drenaje o a cambios climáticos. Puede decirse, por tanto, que la reconstrucción de la historia de enfriamiento de las trazas de fisión en apatitos, junto con la información geológica regional, permite conocer el tiempo y magnitud de la denudación y levantamiento tectónico así como estimar a través de la realización de perfiles transversales, la cantidad de erosión/elevación de un área concreta (DE BRUIJNE, 2001).

Este método de análisis y datación se ha aplicado recientemente en el Sistema Central. Primeramente, SELL *et al.*, (1995) llevaron a cabo de forma experimental la datación del bloque del zócalo de La Pedriza-La Cabrera en la Sierra de Guadarrama con la información recogida en una muestra. Los resultados han permitido a estos autores establecer dos eventos de enfriamiento, correlacionables con fases de levantamiento tectónico: la primera fase se situaría en el Eoceno inferior, entre los 48 y 45 Ma, y la segunda se iniciaría a partir de los 10 Ma (Mioceno medio) persistiendo hasta la actualidad, correspondiendo con el impulso principal de levantamiento del conjunto montañoso.

Más recientemente DE BRUIJNE (2001) ha aplicado el análisis de trazas de fisión en apatitos a la práctica totalidad del Sistema Central Español con el objetivo de determinar la historia evolutiva del levantamiento y denudación de este gran relieve. A partir de la modelización de las historias térmicas de las 56 muestras analizadas considera que es posible diferenciar varios episodios de enfriamiento acelerado relacionados con repentinos e intermitentes cambios en la denudación, presumiblemente debidos a pulsaciones o períodos de actividad tectónica (DE BRUIJNE y ANDRIESSEN, 2000, 2002).

Estos episodios de enfriamiento cuyo análisis y datación permiten conocer la historia de la denudación y el levantamiento del Sistema Central se han puesto en relación con los campos de paleoesfuerzos, que -como se ha expuesto- actuaron a escala regional con una orientación y magnitud diferente según las fases de la tectónica de placas alpina (MUÑOZ y DE VICENTE, 1998; ANDEWEG *et al.*, 1999). De esta forma, combinando la información sobre paleotensores de deformación y esfuerzos con la datación por trazas de fisión en apatitos DE BRUIJNE (2001), DE BRUIJNE y ANDRIESSEN (2000, 2002) y ANDEWEG (2002) han propuesto el más reciente modelo tectodinámico de la evolución del Sistema Central desde el Paleógeno hasta la actualidad, diferenciando cuatro etapas principales en la creación del relieve y señalando la existencia de importantes diferencias en la deformación tectónica entre unas áreas y otras.

A) Eoceno medio-inicio del Eoceno superior (43 ± 7 Ma)

Las relaciones tecto-sedimentarias registradas y analizadas en el relleno de las cuencas indican que el Sistema Central Español, especialmente su borde suroriental, ha estado tectónicamente activo desde el Eoceno. Esta actividad tectónica se relaciona con el inicio de la convergencia entre la placa de Eurasia y la microplaca Ibérica tras el comienzo de la apertura noratlántica. Así, bajo un régimen de esfuerzos compresivo NNW-SSE, tiene lugar un levantamiento general, aunque limitado, acompañado por procesos de erosión, que se pone de manifiesto, en el borde Norte de la cuenca de Madrid, con la deposición de abanicos aluviales formados por conglomerados en las áreas proximales y facies finas en las áreas más distales y con el relleno sintectónico de las depresiones intramontañosas. También se produce en esta fase la primera deformación de la cobertera Mesozoica y de las series del Paleógeno inferior (Fig. II.18A)

B) Inicio del Oligoceno inferior-inicio del Oligoceno superior (30 ± 4 Ma)

Los datos obtenidos por la datación de trazas de fisión en apatitos junto con los datos de paleoesfuerzos indican un cambio de la anterior dirección de la compresión (NW-SE o NNW-SSE) a una compresión NNE-SSW o NE-SW. Este nuevo régimen de esfuerzos dominante en el Oligoceno se debe a la colisión entre las placas de Eurasia y de Iberia (DE BRUIJNE, 2001) a lo largo del margen nororiental de ésta y a la estructuración del orógeno Pirenaico. De ello se deriva la transformación de la “cuenca mesozoica Ibérica” en la Cordillera Ibérica, la cual a su vez cabalga sobre el borde oriental de la Cuenca de Madrid (ANDEWEG, 2002).

Los esfuerzos transmitidos desde el indicado borde activo de la Placa Ibérica hacia el interior de la Península se manifiestan de forma desigual en la creación del relieve de las principales unidades del Sistema Central Español. Así, en la Sierra de Gredos -que presenta una orientación E-W- la respuesta al campo de esfuerzos casi perpendicular NNE-SSW es un movimiento vertical de bloques, mientras que en la Sierra de Guadarrama -con una dirección NE-SW- dicho campo de esfuerzos da lugar al desarrollo de una tectónica “transpresiva” con movimiento básicamente horizontal de fallas de desgarre (*strike-slip faults*), que provoca la aparición en la cobertera mesozoica y paleógena inferior pliegues *en echelon* y de “estructuras en flor”. La erosión de las áreas levantadas durante este episodio y la sedimentación subsecuente se reconoce en las formaciones oligocenas de la franja Norte de la cuenca de Madrid (Fig. II.18A).

C) Mioceno medio-Mioceno superior (12 ± 3 Ma)

A mediados del Mioceno se establece un régimen de esfuerzos compresivo según una orientación NNW-SSE, que se relaciona -según se ha dicho- con la colisión entre la placa

de Eurasia/Iberia y la placa Africana y la consiguiente estructuración del orógeno Bético. Bajo este nuevo campo de esfuerzos la situación dentro del Sistema Central se invierte, de modo que en la Sierra de Gredos pasa a actuar una tectónica “transpresiva” con movimientos verticales pequeños y de carácter local, mientras que en la Sierra de Guadarrama la compresión tiene como consecuencia el movimiento vertical y diferencial de bloques. Así, durante esta etapa se produce la mayor elevación de esta Sierra, dentro de cuyo ámbito las “estructuras en flor” heredadas de la etapa anterior son reactivadas y se acomodan a los esfuerzos compresivos desarrollando una organización tectónica formada por una serie de *pop ups* (*horsts* inversos o cabalgantes) y *pop downs* (*grabens* inversos). Dicha organización en conjunto se caracteriza por su asimetría, pues está limitada por fallas inversas subverticales en su borde Sur y por cabalgamientos de bajo a medio ángulo en su borde Norte (Fig. II.18B)

D) Mioceno superior-actualidad (5 ±5 Ma).

Esta etapa se relaciona con la permanencia del campo compresivo de esfuerzos regional orientado NW-SE, derivado ahora de la subducción del zócalo Ibérico por debajo de la Cordillera Bética, aunque combinado con un régimen extensivo según una orientación WNW-ESE derivado de la apertura del Golfo de Valencia.

Los resultados de la modelización termotectónica a partir de las trazas de fisión en apatitos reflejan que en esta fase se registran las mayores tasas de denudación en todo el Sistema Central, si bien con importantes diferencias en el comportamiento de los diferentes bloques o unidades tectónicas. Así, mientras que la denudación estimada para la Sierra de Gredos es bastante reducida y se la relaciona con un cambio en la red de drenaje, en la parte central de la Sierra de Guadarrama se la ha evaluado en unos 3,2 km y parece estar relacionada con un levantamiento tectónico (y con la denudación correlativa) desarrollado durante el Plioceno y que en alguna medida se mantiene hasta la actualidad por efecto del campo de esfuerzos transmitido por la continuación de la compresión Bética (Fig. II.18B).

No obstante, las muestras analizadas por el indicado método de datación no revelan una trascendencia homogénea de este episodio en todo el área de la Sierra de Guadarrama, lo que parece indicar un comportamiento tectónico diferente de los diversos bloques que la constituyen (DE BRUIJNE y ANDRIESSEN, 2000). Éstos muestran diferencias de elevación según la importancia del movimiento y la inclinación del plano de las fracturas que los enmarcan, las cuales muestran un mayor salto y buzamientos subverticales en la parte Sur, próxima a la cuenca de Madrid, que en la parte Norte donde las fallas inversas presentan un buzamiento de bajo a medio ángulo. Parece, pues, que todos los estudios recientes -incluidos los sismológicos- llevan a afianzar la idea de que durante este periodo plio-cuaternario las fallas inversas en el borde Sur se muestran activas, pero no así las del borde Norte donde se ubica el área de estudio.

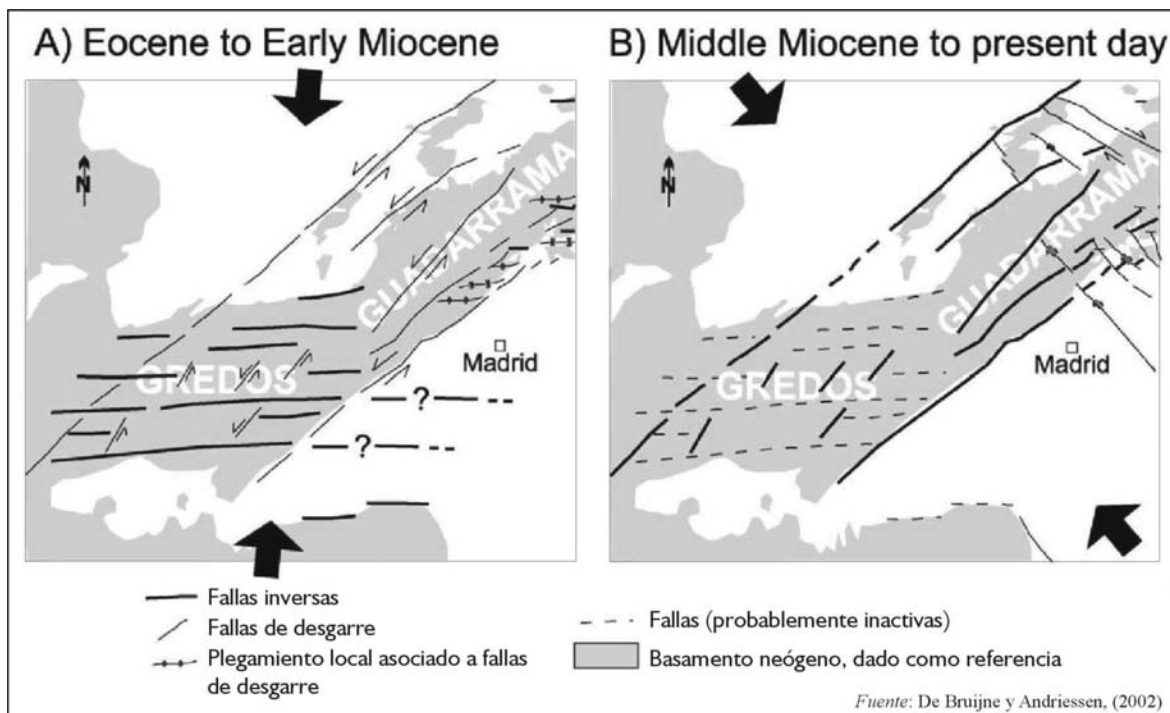


Fig. II.18. Evolución tectónica diferente de la Sierra de Gredos y Guadarrama bajo la compresión Pirenaica (A) y la Bética (B), según De Bruijne y Andriessen, 2002.

Puede decirse, a modo de conclusión general, que los resultados obtenidos del análisis de trazas de fisión en apatitos (DE BRUIJNE y ANDRIESSEN, 2000, 2002) ponen de manifiesto diferencias importantes en la génesis del relieve del Sistema Central Español, así como comportamientos diferenciales de los bloques tectónicos que componen cada uno de los grandes conjuntos morfoestructurales. A grandes rasgos, las últimas interpretaciones indican una evolución contrastada entre la Sierra de Gredos y la Sierra de Guadarrama. Ambas tienen su origen en el movimiento vertical y diferencial de bloques tectónicos, pero su levantamiento se produjo en intervalos temporales diferentes: Eoceno medio-Mioceno inferior, la primera, y Mioceno medio-actualidad, la segunda.

Como resultado de esta evolución cenozoica se ha estimado a través de la elaboración de perfiles transversales un levantamiento y denudación en el sector central de la Sierra de Guadarrama y la cuenca de Madrid de unos $8,9 \pm 1,6$ km de los cuales $5,9 \pm 1,6$ km se deben a la elevación de la sierra y 3 km al espesor de sedimentos acumulados en la cuenca (Fig. II.19). Por su parte en la Sierra de Gredos, el movimiento vertical -calculado a partir del arqueamiento de la corteza superior de 2,5 km (VEGAS y SURIÑACH, 1987) y del espesor de la denudación paleógena ($1,6 \pm 0,6$ km)- se ha estimado en unos $4,1 \pm 0,6$ km.

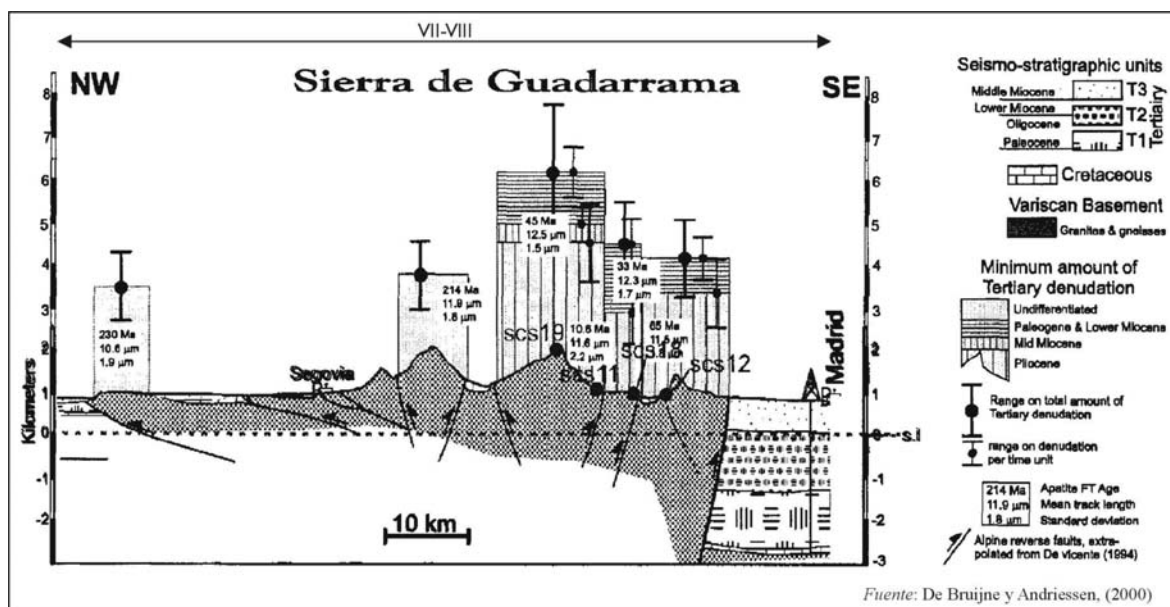


Fig. II.19. Perfil de denudación transversal a la Sierra de Guadarrama, según De Bruijne y Andriessen, 2000

II.2.2. LAS ESTRUCTURAS DEL BORDE NORTE DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL Y DE SU CONTACTO CON LA CUENCA DEL DUERO

Dentro del marco de los nuevos modelos de interpretación tectónica, una serie de trabajos se han centrado en ámbitos que incluyen en mayor o menor medida el área de estudio (WARBURTON y ÁLVAREZ, 1989; DE VICENTE *et al.*, 1992, 1994, 1996b) o son limítrofes con él (BABÍN VICH y GÓMEZ ORTIZ, 1997, 1998; GÓMEZ ORTIZ y BABÍN VICH, 1996a), aportando una detallada y completa información sobre la estructura del borde Norte del Guadarrama oriental-Somosierra y de su enlace con la Cuenca del Duero, cuyas líneas fundamentales se exponen a continuación.

El contacto o enlace entre las sierras y la cuenca se realiza principalmente mediante “megafracturas” que se corresponden con asociaciones de fallas inversas, cabalgamientos y retrocabalgamientos, las cuales son visibles principalmente en los afloramientos calcáreos y pueden reconocerse a lo largo del piedemonte septentrional de la Sierra de Guadarrama desde Segovia hasta las inmediaciones de Cerezo de Abajo, reapareciendo con las mismas características en los “macizos satélites” de Santa María la Real de Nieva y de Monterrubio situados al N de la citada Sierra (Fig. II.20).

Estas estructuras de dislocación se desarrollan bajo el dominio del campo de esfuerzos de la fase “Guadarrama-Bética” -centrada en el Aragoniense medio y caracterizada por una dirección de compresión o de acortamiento máximo horizontal N155°E y por un sentido del transporte tectónico hacia el NW- y derivan de la reactivación de fallas de desgarre tardihercínicas, así como de planos de esquistosidad o foliación hercínicos. Presentan una dirección paralela al eje de la Sierra (NE-SW o N70-80°E), salvo en el macizo calcáreo de

Sepúlveda (integrado en el macizo satélite de Monterrubio) donde su rumbo es E-W, y llegan en ocasiones a poner las rocas del basamento hercínico y de la cobertera pre y sintectónica encima de los materiales terciarios, sin que aparezcan despegues significativos. En algunos puntos aparecen cortadas o desplazadas por fallas de dirección o de transferencia perpendiculares a la cadena, que se relacionan con el acortamiento horizontal ligado a las fallas inversas, el cual se compensa lateralmente mediante estos desgarres pertenecientes a dos familias conjugadas: una, de mayor frecuencia y longitud, con dirección N130°-150°E o NW-SE y movimiento dextral; y otra, compuesta por accidentes más cortos y menos numerosos, con orientación N10°E o NNE-SSW y movimiento sinistral (BABÍN VICH y GÓMEZ ORTIZ, 1997, 1998).

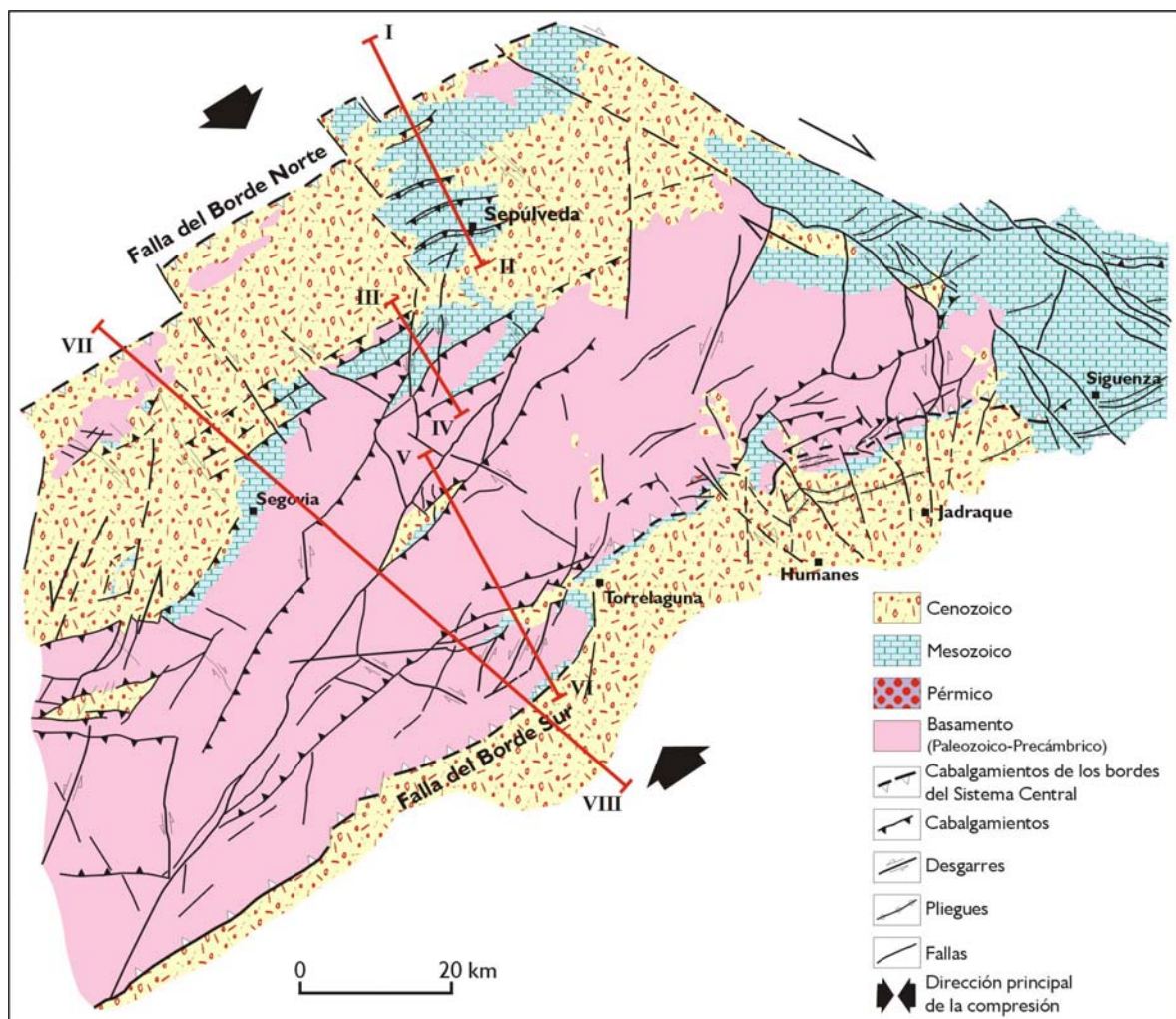


Fig. II.20. Esquema tectónico del borde oriental del Sistema Central Español (reelaborado a partir de De Vicente et al., 1992). I-II; III-IV; V-VI: corte de la figuras II.13B y II.16; VII-VIII = corte de la figura II.19.

De acuerdo con esta interpretación, se puede decir que la estructura del borde Norte del sector oriental de la Sierra de Guadarrama-Somosierra y su enlace con la depresión del Duero en la región de Sepúlveda responde a lo que se denomina en geología estructural “cinturón de cabalgamientos de antepaís” (*foreland thrust belt*), ya que afecta a series

marinas someras y continentales de poco espesor (MARTÍNEZ CATALÁN, 2005). Estas series, que se habían depositado sobre el zócalo formando un recubrimiento de moderada potencia, respondieron ante los esfuerzos compresivos alpinos por medio de una tectónica epidérmica o de piel fina (*thin skinned tectonics*), en relación a la cual las dislocaciones del citado basamento tienden a producir en la cobertera el desarrollo de estructuras cabalgantes o deformadas en la medida en que su plasticidad lo permite.

Así, en la zona de enlace del Guadarrama oriental-Somosierra con la Cuenca del Duero la actividad de una serie de cabalgamientos, que suelen estar separados entre 2 y 4 km, ha originado el desplazamiento moderado o relativamente pequeño y la individualización de un conjunto de bloques o escamas tectónicas, correspondientes al labio levantado o cabalgado (*hangingwall*) sobre estos planos de ruptura, los cuales estarían constituidos tanto por materiales paleozoicos del basamento como por materiales sedimentarios cretácicos y paleógenos. Sólo en el extremo o terminación de estas fallas inversas las escamas son sustituidas por estructuras plegadas -en concreto por “pliegues de propagación de fallas” (*fault propagation folds*) y, en menor medida, por “pliegues de recubrimiento”-, las cuales muestran una geometría asimétrica o monoclinial y no se reconocen nada más que en la cobertera cretácico-paleógena.

II.2.2.1. Las estructuras tectónicas del borde nororiental de la sierra de Guadarrama-Somosierra.

Dentro del área de estudio el armazón básico del relieve está controlado fundamentalmente por la estructura tectónica, la cual en líneas generales se define como un apilamiento y escalonamiento de varias escamas que presentan buzamientos suaves hacia el SE y están separadas entre sí por cabalgamientos o fallas inversas con planos de bajo a medio ángulo y dirección NE-SW o E-W. Y es precisamente la disposición plegada de los materiales mesozoicos y paleógenos al reflejar los cabalgamientos que afectan al zócalo la que imprime sus caracteres principales a la organización geomorfológica. Se trataría -según las recientes interpretaciones- de una “estructura imbricada”, formada a favor del empuje o transporte tectónico, en el que el apilamiento de escamas tectónicas se corresponde en superficie con pliegues monoclinales o asimétricos vergentes al N y NW.

En algunos de los trabajos últimamente publicados, esta estructura imbricada ha sido definida como “secuencia cabalgante de antepaís satélite” o *piggyback thrust sequence* (ANDEWEG *et al.*, 1999), considerando que el macizo de Honrubia (o de Monterrubio) podría representar un antepaís deformado en relación con el Sistema Central (DE VICENTE *et al.*, 1994).

Según esta interpretación, los planos de cabalgamiento se habrían propagado hacia el exterior de la cadena a favor de la dirección del transporte o empuje tectónico de la fase principal alpina desde los sectores basales del piedemonte hacia el antepaís, coincidente con lo que hoy es el citado macizo de Honrubia. Y, de acuerdo con lo que es normal en el mecanismo de formación de este tipo de estructuras (BUTLER, 1982), la escama tectónica inicialmente desplazada se iría desdoblando en su frente al progresar el empuje, es decir transformándose en un conjunto de escamas dentro del cual los planos de cabalgamiento de las más reciente pasarían a ser la superficie activa de despegue, mientras que las escamas desplazadas sobre los planos de cabalgamiento más antiguos serían arrastradas pasivamente apoyados en los más recientes (Fig. II.21). Por tanto, el cabalgamiento más exterior -el que limita la franja sometida a la compresión tectónica- sería el último en formarse y en su movimiento “llevaría a cuestras” a todos los demás (MARTÍNEZ CATALÁN, 2005).

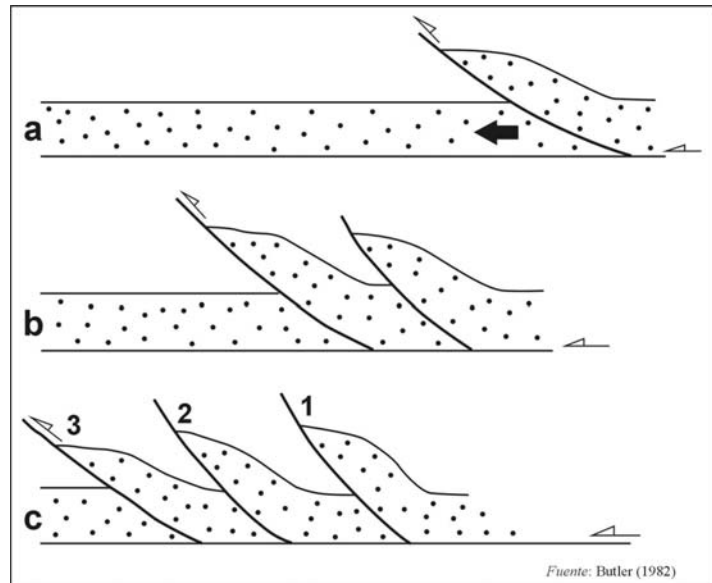


Fig. II.21. Etapas del desarrollo de una secuencia de cabalgamientos de tipo piggy-back. La dirección de la propagación de las escamas se indica por la flecha gruesa. Los cabalgamientos están numerados en orden de su desarrollo (En: Butler, 1982)

II.2.2.1.1. Las estructuras tectónicas sobre los materiales del basamento: escamas imbricadas separadas por cabalgamientos o fallas inversas.

Las estructuras tectónicas desarrolladas sobre el basamento fueron interpretadas anteriormente como bloques rígidos, separados y compartimentados por fallas de gravedad cuyos planos básicamente verticales presentaban una incurvación en profundidad, que originaría su giro o basculamiento; por encima, la cobertera sedimentaria cretácica y paleógena, con un comportamiento más plástico, se adaptaría pasivamente a esta dislocación y basculamiento formando estructuras plegadas cuya forma corresponde a flexiones o pliegues en rodilla (CADAVID *et al.*, 1971). En la actualidad -según se ha expuesto- se las interpreta como escamas imbricadas separadas y desplazadas a partir de cabalgamientos o fallas inversas, el buzamientos de cuyos planos es relativamente fuerte en superficie -entre 35 y 60°- pero progresivamente disminuye en profundidad hasta llegar a un nivel de despegue común o “plano de cabalgamiento basal” ligeramente inclinado

hacia el SE (CAPOTE *et al.*, 1990; ITGME, 1991; DE VICENTE *et al.*, 1992; BABÍN VICH y GÓMEZ ORTIZ, 1998; GÓMEZ ORTIZ y BABÍN VICH, 1996a,b)

En función de estas características geométricas las unidades desplazadas o escamas presentan el aspecto de estructuras monoclinales, con un escarpe frontal muy marcado y levantado hacia la cuenca del Duero, es decir hacia el N y el NW y un dorso o "espaldar" suavemente inclinado hacia el S y el SE, es decir hacia el área axial de la cadena montañosa. Además, como consecuencia del mayor o menor desplazamiento y elevación sufrido, estas escamas se encuentran desniveladas a diferentes alturas.

II.2.2.1.1.1. Los cabalgamientos alpinos del piedemonte de la sierra

Dentro del piedemonte Norte del Guadarrama-Somosierra se diferencian tres cabalgamientos, que tienen en él su extremo oriental y que se prolongan, fuera del área de estudio, hasta las localidades de Turégano y Navafría.

a) *Cabalgamiento de Prádena*. Marca el contacto del piedemonte con el bloque elevado (*horst* inverso o *pop up*) de la Sierra. Presenta una dirección general NE-SW (N 40-60° E), alargándose más de 30 km desde Navafría, donde se inicia sobre materiales del zócalo, hasta el Este de Prádena y, ya dentro del área de estudio, desde este punto hasta Cerezo de Arriba, donde queda soterrado bajo los materiales detríticos del Mioceno y el Plioceno.

b) *Cabalgamiento de Castroserna de Arriba-Ventosilla*. Está situado entre 5 y 6 km por delante del anterior, pudiendo seguirse entre las proximidades de Castroserna de Arriba y Sanchopedro. Constituye -dentro del área de estudio- el límite oriental de un gran accidente cabalgante de dirección NE-SW que, con un desarrollo longitudinal total de unos 26 km, se prolonga hasta la localidad de Santiuste de Pedraza.

c) *Cabalgamiento de Caballar-Arahuetes-La Matilla-Valdesaz*. Solamente se le ha podido reconocer en la proximidades de Valdesaz, donde afecta a los materiales cretácicos sobre los que se asienta el castillo de Castilnovo (que se encuentran moderadamente inclinados hacia el N). Se piensa que constituye la terminación del importante cabalgamiento que se desarrolla, fuera del área de estudio, entre La Matilla y Caballar con una dirección NE-SW y una longitud próxima a los 20 km. Entre Caballar y Arahuetes los parámetros geométricos obtenidos en las estructuras plegadas asociadas han dado buzamientos para su plano de falla de entre 47 y 35° (BABÍN VICH y GÓMEZ ORTIZ, 1998).

II.2.2.1.1.2. Los cabalgamientos del Macizo calcáreo de Sepúlveda

Estos accidentes cabalgantes se continúan al Norte dentro ya del ámbito del Macizo de Sepúlveda, el cual está articulado por tres fallas inversas de medio a bajo ángulo que separan estrechas y largas escamas del basamento sobre las que se conserva una amplia, aunque poco potente, cobertera sedimentaria cretácica. La traza de estas fallas queda oculta bajo dicha cobertera, pero se la puede seguir a través de los ejes de los pliegues monoclinales vergentes al N y al NW que han originado en ella (BABÍN VICH y GÓMEZ ORTIZ, 1998).

a) *Cabalgamiento de Sepúlveda-Villar de Sobrepeña.* Constituye el accidente tectónico más meridional del extenso afloramiento cretácico de Sepúlveda, presentando una longitud de 15 km entre las proximidades de El Olmo y las de Aldeosancho. La traza cartográfica deducida para esta falla inversa tiene una dirección E-W entre de El Olmo y Villar de Sobrepeña y, a partir de ésta localidad, se incurva progresivamente adoptando una orientación NE-SW hasta quedar oculta bajo los sedimentos miocenos en torno a la citada población de Aldeosancho. Ha generado importantes pliegues monoclinales en la cobertera, cuya disposición ha permitido estimar el buzamiento del plano de la falla en torno a 35° hacia el Sur y el desplazamiento del techo del basamento en 150 m en Sepúlveda y 75 m al W en el Villar de Sobrepeña, lo que podría indicar una disminución del acortamiento en esa dirección (GÓMEZ ORTIZ y BABÍN VICH, 1998) (Fig. II.22)

b) *Cabalgamiento de Villaseca-Castrillo de Sepúlveda.* Se desarrolla prácticamente paralelo y con la misma dirección que el anterior entre 4 y 4,5 km más al Norte, pudiendo seguírsele entre el paraje de Valdigómez (varios kilómetros al E de Castrillo de Sepúlveda) y las cercanías de Villaseca. También a lo largo de su recorrido de unos 12 km ha generado anticlinales disimétricos en la cobertera cretácica, cuyos parámetros geométricos indican un buzamiento del plano de cabalgamiento en las proximidades de la superficie de 55° hacia el Sur (GÓMEZ ORTIZ y BABÍN VICH, 1996b, 1998) (Fig. II.22)

c) *Cabalgamientos de Burgomillodo-Valle de Tabladillo y de Urueñas.* El primero, que constituye la línea de separación comúnmente aceptado entre el Macizo de Sepúlveda y La Serrezuela (CASCOS MARAÑA, 1991), se inicia en Burgomillodo y presenta una orientación SW-NE en la margen derecha del Duratón. En la margen izquierda, aunque su traza cartográfica queda oculta por un recubrimiento de arenas eólicas, se prolonga con dirección E-W paralelo al Valle de Tabladillo hasta el NE de Urueñas. Esta fractura tras un recorrido de aproximadamente 10 km se complica en la inmediaciones de Hinojosas del Cerro, a partir de donde se reconoce otra línea de cabalgamiento -el cabalgamiento de Urueñas-, que tiene primero una dirección E-W, aunque con ligera tendencia hacia el NW hasta el sur de la localidad que le da nombre, donde su traza se incurva y se aproxima al cabalgamiento de Castrillo de Sepúlveda, para tomar posteriormente un rumbo E-W hasta

el paraje de las Conejeras, al S de Navares de Ayuso. Igual que en los casos anteriores, estos cabalgamientos producen importantes pliegues monoclinales sobre la cobertera cretácica y, aunque sus características geométricas no han sido estudiadas, es posible inferir un salto importante de la falla, superior a la potencia de los sedimentos de la cobertera ya que se observan rupturas o despegues en la misma (CADAVID *et al.*, 1971).

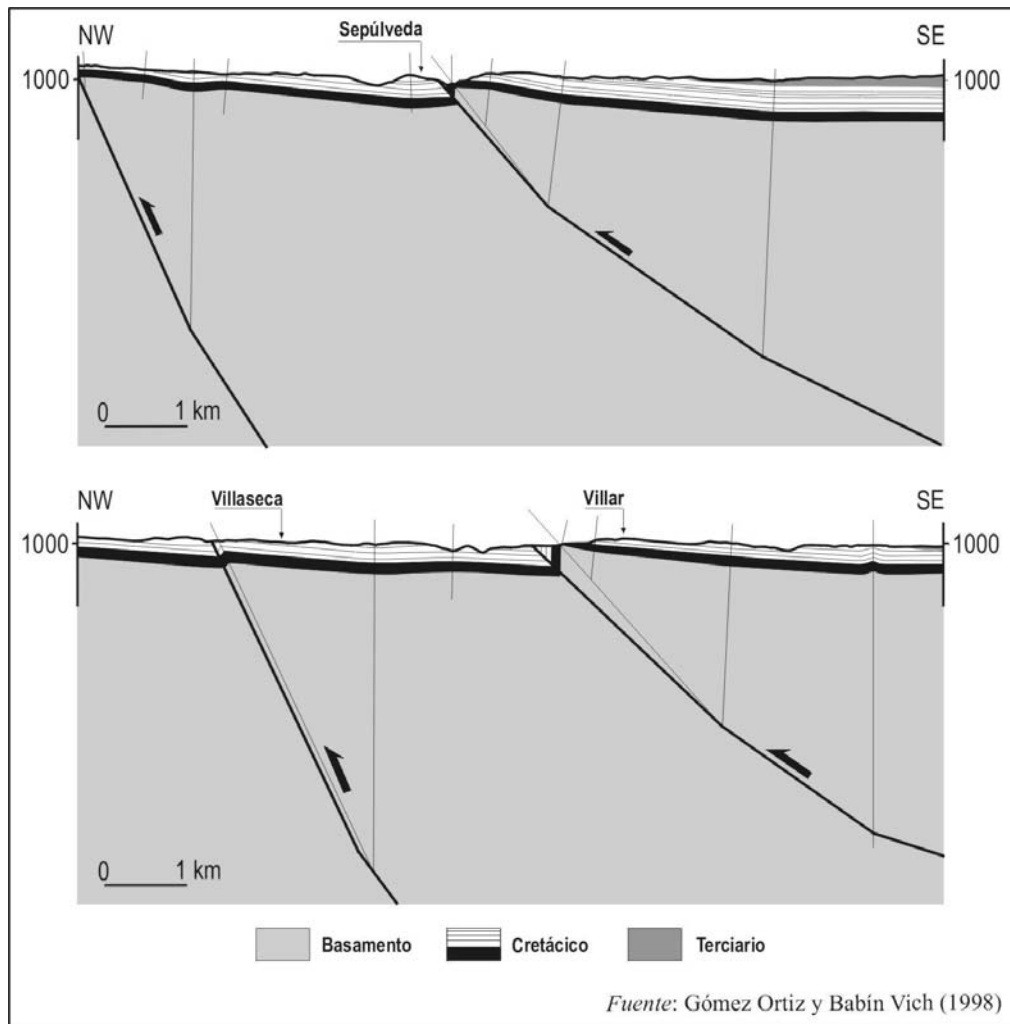


Fig. II.22. Cortes geológicos con la geometría de los pliegues y fallas asociados del cabalgamiento de Sepúlveda-Villar de Sobrepeña y de Villaseca-Castrillo de Sepúlveda (En: Gómez Ortiz y Babín Vich, 1998).

A modo de conclusión puede decirse que los cabalgamientos reconocidos dentro del área de estudio presentan dos direcciones fundamentales: NE-SW en los bloques más próximos a la Sierra y E-W, en los más alejados. No obstante las trazas de algunos de estos últimos muestran una ligera incurvación NE-SW en su terminación occidental. Al N de las fallas cabalgantes citadas y fuera ya del territorio estudiado, la falla inversa de Honrubia de la Cuesta-Aldeanueva de la Serrezuela, también de dirección E-W y fosilizada a trechos (CASCOS MARAÑA, 1991), marcaría otro importante escalón morfoestructural, a partir del cual se abriría ya la Cuenca sedimentaria de Duero propiamente dicha.

II.2.2.1.2. Las estructuras de deformación sobre la cobertera pretectónica: los pliegues monoclinales

El recubrimiento mesozoico y paleógeno que forma la cobertera pretectónica y suprayacente al zócalo, se adapta fielmente a las fallas inversas o cabalgamientos descritos, en relación con los que se produce el desplazamiento de los bloques o escamas tectónicas que estructuran el territorio. Al acomodarse a ellas su disposición se corresponde básicamente con pliegues “en rodilla” o flexiones vergentes al N o al NW, cuya característica geométrica principal es su fuerte disimetría. Los flancos meridionales, al reposar sobre el “techo” de estos bloques desplazados o escamas del basamento en torno a 4 km de ancho, tienen el aspecto de suaves y relativamente extensos dorsos monoclinales con buzamientos hacia el S y SE que no suelen sobrepasar los 10° y dentro de los cuales se reconocen inflexiones sinclinales y anticlinales de menor entidad. Por el contrario, los flancos septentrionales, al adaptarse al fuerte buzamiento que presentan las fallas inversas que separan estas escamas (que progresivamente se hace mayor cuanto más se aproxima su plano a la superficie topográfica), muestra una notable inclinación estructural que supera por lo general los 60°, pudiendo en ocasiones estar en posición vertical o invertida, como ocurre, por ejemplo, en determinados sectores del “pliegue en rodilla” de Sepúlveda. Este acusado buzamiento del flanco Norte implica que las charnelas anticlinales y sinclinales se hallen muy próximas entre sí (PORTERO, 1970; CADAVID *et al.*, 1971) y que estas estructuras de deformación sean clasificables como pliegues tipo *kink*, caracterizada por flancos rectos y charnelas angulares (GÓMEZ ORTIZ y BABÍN VICH, 1996b, 1998).

La geometría de los pliegues del área de estudio, que -como se acaba de señalar- se caracterizan por su fuerte asimetría y la presencia sistemática de un flanco subvertical o invertido, se asocia generalmente a regiones afectadas por tectónicas compresivas donde predomina el desarrollo de estructuras alóctonas o cabalgamientos que han sufrido un desplazamiento limitado (SUPPE y MEDWEDEFF, 1990). En dichas regiones este tipo de pliegues se asociaría a la actividad de fallas inversas o cabalgantes, capaces de aprovechar planos de estratificación o líneas de esquistosidad o foliación para constituir “planos potenciales de despegue”, a través de los cuales se produciría bajo el impulso de los esfuerzos compresivos el deslizamiento, desplazamiento y superposición de unidades. Por lo tanto, el mecanismo de esta modalidad de plegamiento está relacionado con la evolución cinemática en profundidad del plano de la falla. Según la intensidad y la forma de movimiento de éste pueden formarse tres tipos de pliegues (SUPPE y MEDWEDEFF, 1990; JAMISON, 1987; CHESTER y CHESTER 1990; BUTLER, 1982; MITRA, 1990; KELLER y PINTER, 2002), cuyas características diferenciales se exponen a continuación de forma resumida:

- Pliegues de despegue (*detachment o decollement folds*). Se originan a partir de fallas cuyos planos se definen como superficies subhorizontales o llanas. El plegamiento de las capas se produce al final de la actividad de la mismas y se debe al acortamiento que se produce como consecuencia de ésta (Fig. II.23A).

- Pliegues de propagación de falla (*fault-propagation fold o tip-line folds*). Se adaptan a planos de falla inversa ligeramente inclinados en profundidad que según van progresando hacia la superficie topográfica van adquiriendo un buzamiento relativamente más elevado. El plegamiento de las capas subyacentes a dichos planos se produce en el extremo o terminación de las fallas, correlativa y simultáneamente con la actividad de éstas (Fig. II.23B).

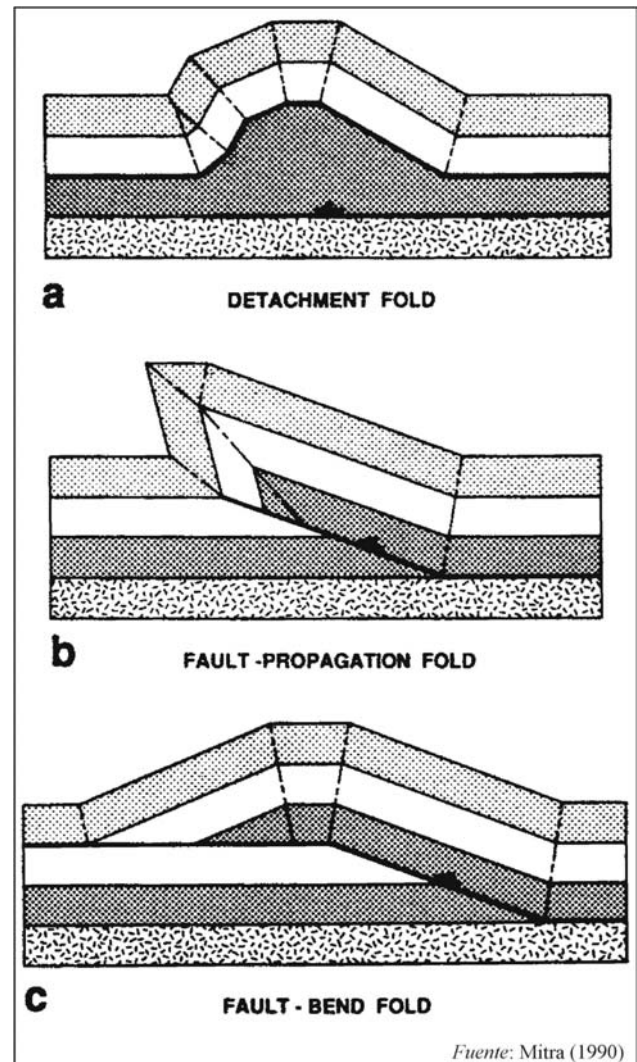


Fig. II.23. Tipología de pliegues asociados a fallas

- Pliegues de acomodación o de recubrimiento (*fault-bend fold o blind thrust*). Responden a planos o superficies de cabalgamiento de geometría más compleja (definible como una sucesión de rupturas, rellanos y rampas), que se desarrollan cuando ante una tectogénesis compresiva las dislocaciones se propaga aprovechando las discontinuidades estratigráficas y resultan deformadas como consecuencia del diferente comportamiento de los materiales. En estas circunstancias las unidades cabalgantes o escamas se acomodan a estas irregularidades, generándose los pliegues de la cobertera en el ángulo superior o parte frontal de los tramos de rampa de los planos sobre los que se desplazan (Fig. II.23C).

De acuerdo con esta clasificación, en los trabajos más recientes sobre las estructuras plegadas del borde Norte del Sistema Central éstas son interpretadas como “pliegues de propagación de falla” (GÓMEZ ORTIZ y BABÍN VICH, 1996; 1998).

Dentro del área de estudio estos pliegues monoclinales o flexiones y su imbricación con los bloques cabalgantes del basamento pueden observarse particularmente bien en el macizo

calcáreo de Sepúlveda y, en menor medida, en el piedemonte de la Sierra de Guadarrama. Ello se debe a que el desnivel relativo entre las diferentes escamas o láminas tectónicas generado por este sistema de cabalgamientos o fallas inversas, en función de su mayor o menor salto vertical, ha ocasionado un importante ataque erosivo en el frente de los cabalgamientos más levantados, cuya consecuencia geomorfológica más significativa ha sido la destrucción en gran medida de las estructuras plegada desarrolladas sobre ellos. Este es el caso, por ejemplo, de los pliegues de la cobertera a lo largo de las fallas de Prádena, Pedraza-Castroserna de Arriba, El Cubillo y Honrubia, en los que la erosión ha desmantelado parte del flanco Sur y la charnela, respetando parcialmente sólo el flanco Norte muy verticalizado. Por contra, las flexiones correspondientes a los frentes de los cabalgamientos menos levantados del macizo calcáreo y del piedemonte han permanecido más protegidos de las acciones erosivas, de modo que las charnelas anticlinales se conservan en mayor o menor medida en los "pliegues en rodilla" de Sepúlveda, de Castrillo de Sepúlveda, del Valle de Tabladillo, de Urueñas, de la Urbanización de Los Cortos y de Valdesaz, apareciendo rotas solamente cuando los ríos se han encajado siguiendo el eje de las estructuras o bien cuando lo cortan transversalmente.

II.2.2.1.2.1. Los pliegues monoclinales del piedemonte: El anticlinal de la urbanización de Los Cortos y la flexión de Valdesaz.

Dentro del piedemonte, como se acaba de indicar, los pliegues monoclinales asociados a los cabalgamientos se encuentran ampliamente desmantelados por la erosión, conservándose por lo normal sólo los sinclinales. Puede incluso observarse cómo los materiales antiguos del zócalo hercínico se superponen localmente a la cobertera sedimentaria cretácica, como ocurre, por ejemplo, a lo largo de la falla de Prádena o en los alrededores de Castroserna de Arriba (PORTERO, 1970; CADAVID *et al.*, 1971; MORENO SANZ, 1988; SANZ HERRÁIZ, 1988; CAPOTE *et al.*, 1990; ITGME, 1991).

Solamente en aquellos sectores donde el salto relativo de las fallas inversas es menor o disminuye localmente, se han podido conservar los anticlinales cretácicos. Este es el caso de la prolongación oriental del cabalgamiento de Castroserna de Arriba, donde se aprecia una estructura deformada de este tipo vergente al N. Su eje, que presenta una dirección ESE-WNW y una longitud visible de apenas 3 km, se reconoce con claridad en la urbanización de Los Cortos, cuando es atravesada por el río Caslilla.

Asociada posiblemente al límite oriental de la falla inversa de Caballar-Arahetes-La Matilla-Valdesaz, se puede reconocer también, aunque de forma muy puntual, una flexión anticlinal junto al Castillo de Castilnovo, que emerge suavemente sobre los materiales miocenos. Presenta un flanco septentrional con un buzamiento del orden de 30° NW y una dirección NE-SW (CADAVID *et al.*, 1971).

II.2.2.1.2.2. Los pliegues monoclinales del Macizo calcáreo de Sepúlveda

Los cabalgamientos imbricados que forman la estructura tectónica del macizo de Sepúlveda se levantaron a una altura menor que los que constituyen la estructura del piedemonte del Guadarrama, lo cual ha facilitado la conservación en él de buena parte de los pliegues monoclinales o flexiones de la cobertera. Presentan éstos una vergencia NW o N y la dirección de sus ejes, paralela a las fallas inversas que los generan, es generalmente E-W, aunque presentan variaciones locales en sus extremos tanto en dirección, pues pasa a ser SE-NW en los sectores occidentales, como en tamaño, pues la magnitud de los pliegues descende progresiva y rápidamente hacia las terminaciones perianticlinales, donde quedan soterrados bajo los materiales miocenos. Manteniendo los rasgos genéricos indicados, según sus parámetros geométricos concretos en superficie (inclinación de los flancos y de la superficie axial, ángulo interflancos, etc), estas estructuras de deformación muestran una variedad tipológica relativamente grande.

a) *El pliegue monoclinal de Sepúlveda-Villar de Sobrepeña.* En el sector donde se asienta la primera de estas poblaciones su eje presenta una dirección E-W pero progresivamente se incurva hacia Occidente, tomando a partir del Villar de Sobrepeña una orientación NE-SW. Se desarrolla, a lo largo de unos 16 km, desde las inmediaciones de la confluencia de los ríos Duratón y Serrano hasta la localidad de Aldeosancho. Ambos extremos constituyen las terminaciones perianticlinales del pliegue, donde la estructura se sumerge bajo los materiales miocenos. Su geometría corresponde a un típico “pliegue en rodilla”, con el flanco meridional muy tendido y de gran desarrollo, con un buzamiento entre los 5 y los 10°, y un flanco Norte subvertical y en ocasiones ligeramente volcado o invertido.

El mecanismo de formación de este pliegue -sin duda el más conocido y mejor estudiado gracias al excelente corte perpendicular abierto en él por el río Caslilla junto a Sepúlveda- ha sido objeto de varias interpretaciones y modelizaciones, generalizables en gran medida al resto de las estructuras plegadas del área. La primera de éstas es la expuesta en 1971 por CADAVID *et al.*, según la cual la causa fundamental de la deformación de la cobertera mesozoica serían movimientos en la vertical del basamento, a los que ésta se adaptaría pasivamente aunque con respuestas diferentes según el diferente comportamiento de los materiales y las desigualdades de presión sobre éstos. De este modo la presión ejercida por el flanco tendido, mediante la componente horizontal de la gravedad sobre el plano de falla subvertical del zócalo, provocaría la migración de materiales más plásticos hacia la charnela anticlinal del pliegue tendiendo a abrirla o dislocarla (Fig. II.24A).

En los últimos años, dentro ya del marco de la nueva interpretación de las estructuras del Sistema Central por medio de una tectónica de cabalgamientos, WARBURTON y ÁLVAREZ (1989) consideran que la configuración del pliegue de Sepúlveda estaría asociada con un plano de falla inversa o una superficie de cabalgamiento. Pertenecería en concreto al

género de los “pliegues de acomodación” o “pliegues ciegos” (*fault-bend* o *blind thrust*) anteriormente definidos, es decir a deformaciones de cobertera relacionada con planos de cabalgamiento subyacentes caracterizados por la presencia de rupturas a modo de rellanos y rampas. Sobre un plano de despegue de este tipo se produciría el desplazamiento de los materiales del cretácico carbonatado y detrítico que formarían el labio o bloque superior o escama cabalgante. Estos serían a su vez transportados unos 4-5 km a favor de una rampa, que se iniciaría y desarrollaría sobre los materiales detríticos del Cretácico. Estos materiales desplazados del labio levantado, que constituyen el flanco frontal vertical o invertido y parte del flanco trasero, reposarían con un suave buzamiento de 15° hacia el Sur y recubrirían a los materiales del bloque o labio hundido, de modo que en todo el conjunto desplazado se produciría la duplicidad de la secuencia estratigráfica (Fig. II.24B).

Más recientemente, GÓMEZ ORTIZ y BABÍN VICH (1998) descartan el modelo anterior al no confirmar las observaciones de campo la mencionada duplicidad de la serie cretácica. A partir de un estudio detallado de la geometría del pliegue monoclinal de Sepúlveda siguiendo los modelos de JAMISON (1987), SUPPE y MEDWEDEFF (1990) y CHESTER y CHESTER (1990) -los cuales relacionan la geometría de los pliegues con la de las fallas que los generan- estos autores interpretan que la citada estructura de deformación corresponde al tipo de los “pliegues de propagación de falla” (*fault-propagation folds*), cuya génesis y configuración estarían relacionadas -según se explicó- con la propagación de fallas inversas con buzamientos suaves (hacia el SE en el caso de la flexión de Sepúlveda), pero que aumentan su inclinación en las proximidades de la superficie, siendo precisamente en esta terminación superficial del plano de falla, a modo de rampa de buzamiento mayor, donde se formaría el pliegue (Fig. II.24C).

Dentro de este tipo de pliegues es frecuente que la falla se propague posteriormente hacia la superficie a través del pliegue ya generado produciendo su ruptura a favor de los planos axiales del sinclinal, del anticlinal o de ambos (SUPPE y MEDWEDEFF, 1990). Este proceso tectónico -que ha afectado al pliegue de Sepúlveda, en el que se observa una clara ruptura a favor de su plano axial sinclinal- se produce cuando el acortamiento derivado de los esfuerzos compresivos no puede resolverse mediante plegamiento y éstos progresan mediante la fractura del pliegue a favor de sus planos axiales (GÓMEZ ORTIZ y BABÍN VICH, 1998; SÁNCHEZ SERRANO *et al.*, 1993a,b).

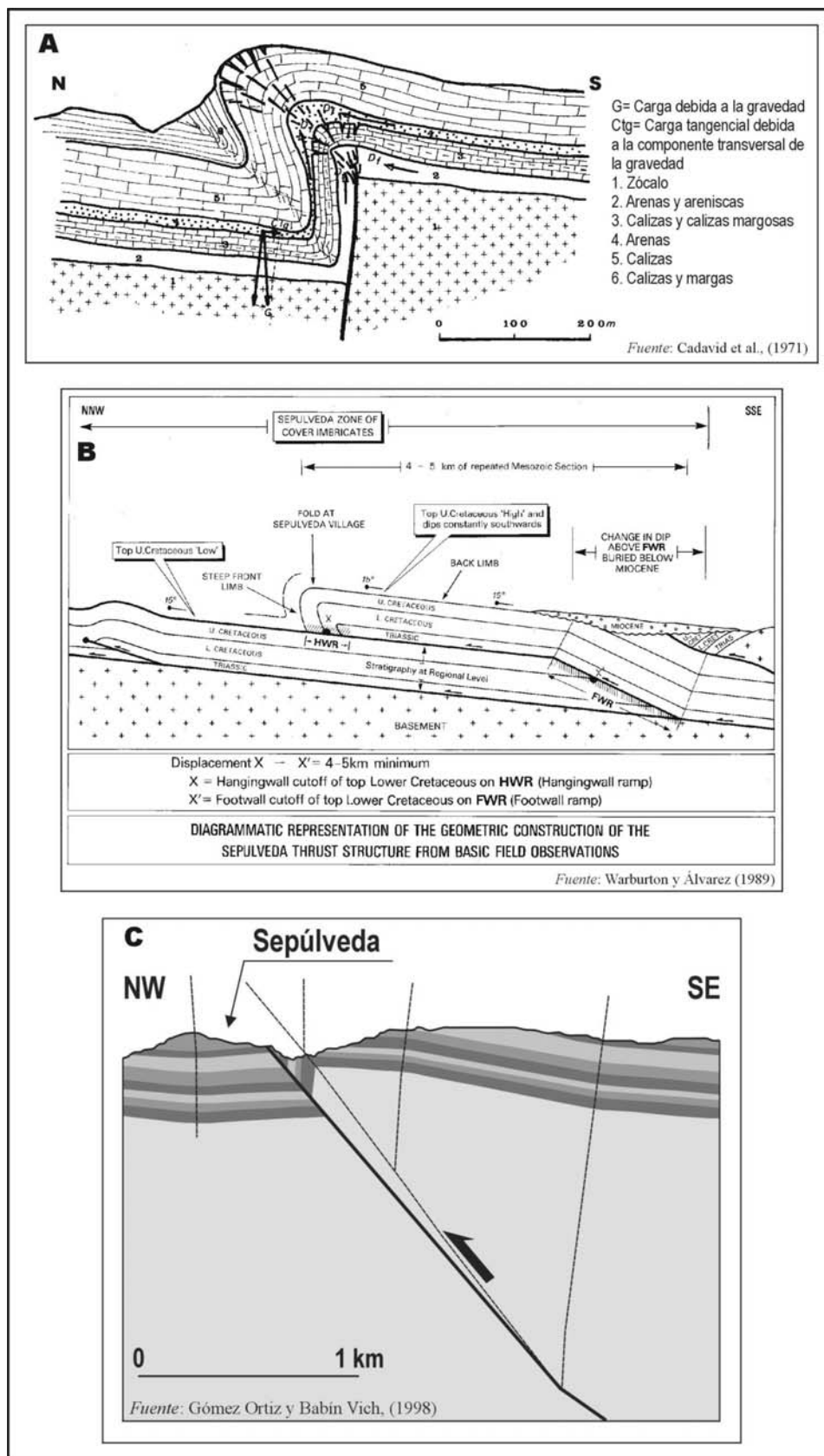


Fig. II.24. Diferentes interpretaciones de la formación y geometría del pliegue de Sepúlveda. A. Movimientos en la vertical (Cadavid et al., 1971). B. Pliegue de acomodación o de recubrimiento (Warburton y Álvarez, 1989). C. Pliegue de propagación de falla (Gómez Ortiz y Babín Vich, 1998)

b) *El pliegue monoclinal de Castrillo de Sepúlveda-Villaseca*. Este pliegue, relacionado con el cabalgamiento del mismo nombre, presenta una dirección de eje paralela a la del pliegue monoclinal de Sepúlveda, mostrando incluso la misma incurvación en su sector occidental, y se extiende a lo largo de unos 12 km. Su geometría es la de un anticlinal disimétrico en el que se combinan un flanco N con buzamiento elevado (entre 30 y 55° en sus sectores centrales) y un flanco S muy tendido (buzamiento en torno a los 5°) y muy amplio (4 km de anchura); asimismo éste se encuentra afectado por suaves ondulaciones sinclinales y anticlinales de gran amplitud.

c) *El pliegue monoclinal de Hinojosas del Cerro-Urueñas*. Esta flexión, que tiene una longitud de unos 13 km, presenta un eje cuyo orientación varía a lo largo de su recorrido. En su extremo oriental tiene una dirección E-W con ligera tendencia hacia el ENE, formando un anticlinal normal con ligera vergencia al N, que progresivamente acaba en un cierre periclinal, y queda inmerso bajo los sedimentos detríticos del Mioceno al S de Navares de Enmedio. Dentro del sector central describe un amplio arco cóncavo hacia el Norte a la altura de Urueñas y desde aquí toma una orientación ESE-WNW; en este tramo, que coincide con la principal desnivelación estructural (relacionada con el mayor salto relativo del cabalgamiento), adquiere la configuración de un pliegue en rodilla, cuyo flanco septentrional se encuentra subvertical o volcado, mientras que el meridional con un buzamiento inferior a los 10° presenta una reducida extensión (apenas 1 km) debido a la proximidad del pliegue monoclinal de Castrillo de Sepúlveda. Finalmente, en su sector occidental próximo a Hinojosas, la estructura pasa a flexión anticlinal disimétrica vergente al NW, al tiempo su elevación estructural experimenta un descenso progresivo junto con un ligera reducción del buzamiento de su flanco septentrional.

A este anticlinal se asocia un amplio sinclinal que en afloramiento se desarrolla sobre conglomerados calcáreos del Paleógeno y se encuentra fosilizado por sedimentos detríticos miocenos en su extremo oriental.

d) *El pliegue monoclinal de Burgomillodo-Valle de Tabladillo*. Este pliegue se prolonga desde el NE de Urueñas hasta la margen izquierda del río Duratón en los alrededores de Burgomillodo, presentando una longitud de aproximadamente 14 km. Su eje sigue una dirección inicial E-W, pero progresivamente se incurva, adoptando a partir del pueblo de Valle de Tabladillo, una orientación NNE-SSW. A lo largo de este recorrido su geometría es diversa y sólo en el sector central, coincidiendo con el mayor salto de la falla subyacente, aparece como un típico “pliegue en rodilla” con el flanco Norte volcado y afectado por pequeños desgarres. En el sector oriental pasa a anticlinal simple, que de forma progresiva desaparece bajo los materiales miocenos, mientras que en el sector occidental se configura como un anticlinal disimétrico, atravesado por el río Duratón en el embalse de Burgomillodo, cuyo flanco septentrional vergente al NW no llega a estar completamente vertical y cuyo flanco meridional (con unos 10-12°) de buzamiento

presenta un amplio desarrollo y extensión (CASCOS MARAÑA, 1991). Este flanco, cortado de SE a NW por el río Duratón, que ha modelado en él una parte importante de sus espectaculares “hoces”, se prolonga sin solución de continuidad prácticamente hasta la flexión de Sepúlveda.

II.2.2.1.3. La disposición estructural de los materiales postectónicos.

Las estructuras descritas, desarrolladas en los materiales paleozoicos del basamento y en la cobertera sedimentaria mesozoica y paleógena durante las fases tectónicas alpinas principales, aparecen parcialmente fosilizadas por materiales sedimentarios miocenos y plio-cuaternarios. Estas formaciones estratificadas y depósitos detríticos están actualmente alojados en las zonas estructuralmente deprimidas que forman el contacto entre las diferentes escamas o bloques y en las inflexiones sinclinales que afectan a los extensos flancos meridionales de los pliegues (principalmente en la depresión sinclinal de San Pedro de Gaillos-Perorrubio y en menor medida en la de Urueñas y en la del Valle del Tabladillo-Navares de Enmedio). Sólo hacia el E las estructuras tectónicas del basamento y la cobertera mesozoico-paleógena desaparecen bajo una potente cobertera de sedimentos miocenos, los cuales junto con depósitos cuaternarios se extienden profusamente conformando la campiña de Campo de San Pedro-Ayllón o el interfluvio Rianza-Duratón.

No obstante, un estudio detallado de la topografía del relieve donde afloran estos materiales neógenos -según se verá al analizar el modelado de las unidades morfoestructurales- permite apreciar a partir de las altitudes de las superficies o lomas más elevadas cómo originariamente éstos tenían una mayor continuidad y una extensión bastante más amplia que el área ocupada actualmente por ellos, lo que supondría que estos depósitos postectónicos llegaron -salvo en algunos puntos determinados- a fosilizar todas las estructuras descritas (o los primeros relieves elaborados sobre ellas) dentro del territorio estudiado. Han sido los procesos erosivos posteriores, ligados principalmente al encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario, los que han eliminado o barrido los materiales postectónicos de las partes culminantes, conservándose hoy solamente -como se ha dicho- en los sectores estructuralmente deprimidas y en los extremos de los accidentes tectónicos.

Por otro lado, estos materiales yacen en disposición aclinal o subhorizontal y no parece que hayan sido afectados de forma apreciable por movimientos tectónicos posteriores a su deposición. Solamente y de forma puntual se han observado niveles estratigráficos movidos, como ocurre en un pequeño afloramiento cortado por el río del Puerto antes de confluir con el río Cerezuelo, aguas arriba de Duruelo. También y de modo más generalizado la mayor parte de las series estratigráficas neógenas muestran un ligero buzamiento (siempre inferior a 5°) hacia el E y NE, lo que podría indicar un cierto control estructural de fondo, al coincidir con el sentido de la inclinación de las escamas tectónicas del zócalo.

En todo caso, los trabajos realizados llegan a la conclusión de que a finales del Mioceno medio en este sector dejan de actuar los principales cabalgamientos del Sistema Central, pasando a constituir un borde pasivo sobre el que se disponen en *onlap* los materiales neógenos (CORTÉS *et al.*, 1999), por lo que, a falta de estudios geofísicos más detallados y profundos, todo indica que la posible influencia de una actividad neotectónica es muy limitada. En este sentido es grande la diferencia con el borde sur del Guadarrama en la cuenca de Madrid, donde se han señalado numerosas estructuras de deformación que afectan a materiales recientes (incluso del Mioceno superior y el Plio-cuaternario), relacionables con reactivaciones de líneas tectónicas (GINER *et al.*, 1996b).

Ello viene a confirmar los resultados de las recientes investigaciones realizadas en el interior peninsular que, a partir de la interpretación de datos sísmicos, estructurales y termocronológicos por trazas de fisión en apatitos, muestran que la deformación y actividad tectónica se ha ido trasladando progresivamente desde el Norte hacia el Sur. Ello implica que el levantamiento tectónico del borde Norte del Sistema Central se inició antes - y concluyó antes- que el del borde Sur (DE BRUIJNE y ANDRIESSEN, 1999).

II.3. LAS UNIDADES MORFOESTRUCTURALES Y SU MODELADO DE DETALLE.

El relieve del territorio donde se localiza la cuenca media-alta del río Duratón es el resultado de una evolución tectónica y sedimentaria compleja, la cual es la principal responsable de la configuración actual de sus morfoestructuras. Y dicha evolución ha estado condicionada y controlada por una serie de factores, entre los que destacan los siguientes:

- *Su ubicación en un área de contacto o de borde dentro del marco de la tectónica alpina.* La respuesta de este borde a los campos de esfuerzos derivados de la misma fue el levantamiento del Sistema Central y, dentro de él, del sector Guadarrama-Somosierra y la correlativa deposición de importantes espesores de sedimentos que, a través de abanicos aluviales, rellenaron las depresiones terciarias del Duero y el Tajo.
- *El condicionamiento de la dinámica tectónica y sedimentaria por parte de estructuras heredadas de edad hercínica y tardihercínica.* Los lineamientos y esquistosidades desarrollados durante las fases hercínicas o derivadas de la fracturación tardihercínica presentes en el basamento funcionaron en las eras Secundaria y Terciaria como zonas de debilidad e inestabilidad. Así, durante las transgresiones y regresiones marinas mesozoicas estas discontinuidades actuaron como escalones paleotopográficos, controlando en concreto la sedimentación cretácica (ALONSO 1981; ALONSO *et al.*, 1982, ALONSO y MAS, 1982; ALONSO y FLOQUET, 1982). Durante las fases de la tectónica alpina fueron reactivadas, actuando como superficies de fractura o niveles de

despegue capaces de funcionar según los casos como cabalgamientos o fallas inversas o bien como fallas *transfers* o direccionales. Los cabalgamientos se producen prioritariamente donde la esquistosidad hercínica es subhorizontal y las fallas “*transfers*” donde ésta es subvertical (CALVO *et al.*, 1991). Ambos tipos de accidentes se desarrollaron en los materiales del basamento, pero se propagaron hacia la superficie dando lugar a estructuras plegadas en la cobertera cretácica.

- *Su diversidad litoestratigráfica y el desigual comportamiento de los diferentes tipos de rocas ante los esfuerzos tectónicos alpinos.* Desde este punto de vista puede diferenciarse, en primer lugar, el conjunto de las rocas paleozoicas y precámbricas, metamorfizadas y deformadas durante la orogenia Herciniana y con limitada presencia de granitos de carácter intrusivo, que constituyeron un zócalo o basamento de comportamiento frágil ante las compresiones alpinas; en segundo lugar, un conjunto de materiales sedimentarios mesozoicos (formaciones detríticas siliciclásticas y carbonatadas del Cretácico superior) y paleógenos, que tienen un carácter pretectónico y sintectónico, constituyendo un revestimiento o cobertera sedimentaria, cuyo comportamiento plástico favoreció su acomodación de forma pasiva a la tectónica de cabalgamientos que afectó a los materiales del basamento; y, en tercer lugar, los sedimentos continentales neógenos de carácter postectónico, que rellenan este borde marginal de la cuenca del Duero fosilizando parcialmente las estructuras anteriormente creadas y dando lugar a la aparición de otras nuevas.

La influencia de estos factores se refleja con claridad en la estructuración tectónica y sedimentaria del territorio así como en la configuración de su relieve, permitiendo diferenciar varias unidades morfoestructurales: el bloque o *horst* cabalgante y elevado de la sierra, las escamas o bloques cabalgantes de la rampa o superficie arrasada del piedemonte y del afloramiento calcáreo plegado del macizo de Sepúlveda y, finalmente, las campiñas marginales y las plataformas alargadas de la raña del sector suroriental de la cuenca del Duero (Fig. II.25).

El objetivo fundamental de este capítulo es describir y analizar la organización y el modelado previo de las unidades morfoestructurales diferenciadas, las cuales constituyen el marco geomorfológico del proceso más importante en el modelado reciente del área: el encajamiento de la red fluvial a lo largo del Cuaternario. Para llevar a cabo este objetivo, se ha levantado una cartografía geomorfológica general de todo el ámbito territorial estudiado a escala 1:50.000. Este mapa permite realizar una lectura rápida de la extensión y distribución de los diferentes sectores que ocupan cada una de estas unidades, así como del modelado de detalle que presentan en superficie, y hace posible tener una idea global de cómo se organiza y evoluciona la red de cauces al penetrar en cada una de estas unidades y en qué medida las características litológicas y estructurales de éstas parecen condicionar o controlar tanto la dirección o trazado de los cursos como la morfología de los valles. En

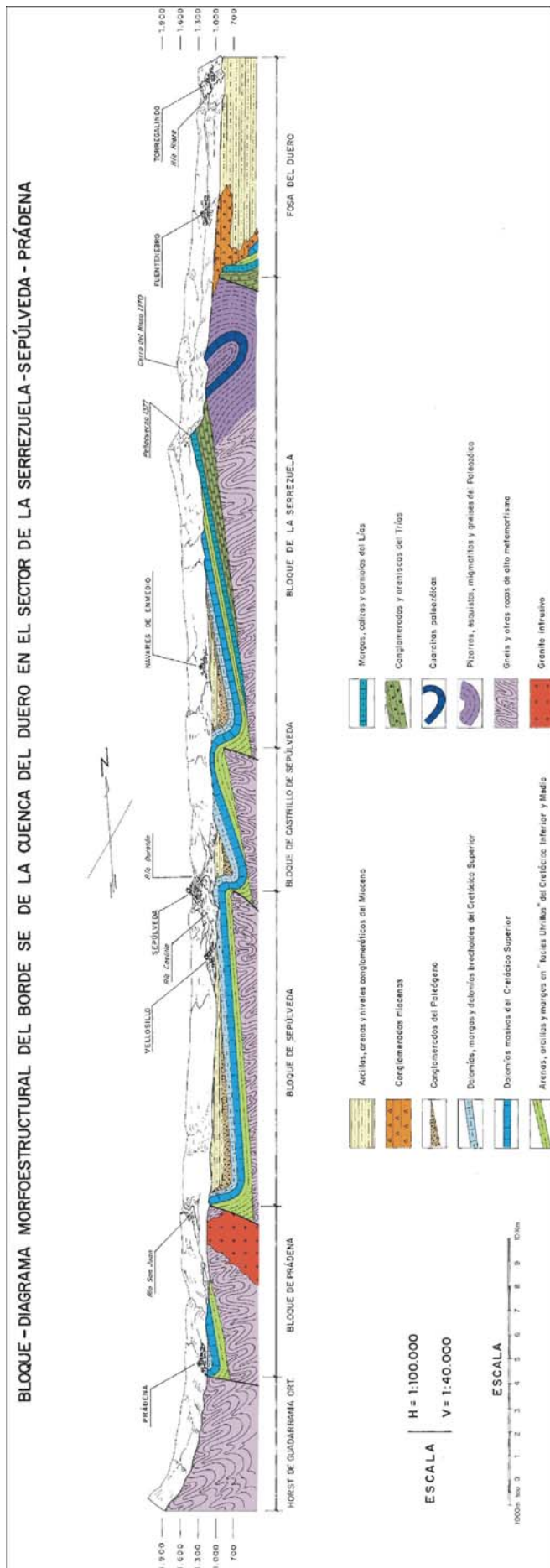
todo caso, el análisis morfométrico y morfológico de las formas fluviales constituye uno de los objetivos principales de este trabajo y será abordado con detalle en los próximos capítulos.

Hay que señalar que el mapa geomorfológico no incluye las unidades pertenecientes al *horst* de la Sierra, ya que el tema principal de este trabajo es interpretar la evolución geomorfológica de la cuenca del Duratón una vez que este río y sus afluentes, al descender de las laderas serranas, comienzan rápidamente a encajarse a partir del piedemonte. No obstante, resulta conveniente y necesario presentar las características generales de la morfoestructura del *horst* de Guadarrama-Somosierra, pues es fundamental para delimitar y enmarcar el área de cabecera o nacimiento de estos ríos.

II.3.1. LA SIERRA

La cabecera de la cuenca del río Duratón comprende la vertiente nororiental del Sistema Central Español, en el área de enlace o de entronque entre el sector oriental de la sierra de Guadarrama y Somosierra. En la primera tienen su cabecera principalmente los afluentes de la margen izquierda (ríos San Juan y Caslilla), mientras que en la segunda tiene su nacimiento el propio río Duratón, también denominado río del Puerto hasta la localidad de Duruelo, además de sus afluentes por la margen derecha (ríos Cerezuelo y Serrano).

El sector más oriental de la sierra de Guadarrama donde tienen su cabecera los ríos San Juan y Caslilla constituye un bloque o *horst* alargado (*pop up* o *horst* inverso como actualmente se interpreta) constituido principalmente por ortogneises y leucogneises. Sigue una dirección NNE-SSW y está elevado a cotas que oscilan entre los 1800 y los 1600 metros, levantándose entre 400 y 850 metros sobre el conjunto de escamas cabalgantes o bloques inversos que conforman las morfoestructuras de la rampa y del macizo de Sepúlveda. En función de la altitud pueden distinguirse en él dos sectores. En el primero, correspondiente a la cabecera del río San Juan, la línea de cumbre -que se extiende desde Peña Quemada (1832 m) hasta Colgadizos (1834 m) y Cabeza de Casla (1822 m)- alcanza unas altitudes superiores a los 1700 metros e incluso a los 1800 m, como ocurre en las cimas que se acaban de mencionar. Hacia el NNE, desde la citada Cabeza de Casla hasta Peña Negra (1625 m), se desarrolla el segundo sector, cuyas aguas vierten al río Caslilla y en el que la altitud de las cumbres desciende alrededor de unos 200 metros, situándose en torno a los 1650 m. Esta moderada elevación se mantiene hasta el puerto de Somosierra (Llanos a 1663 m), donde ya algunos pequeños arroyos vierten al río del Puerto o Duratón.



El área culminante de este conjunto montañoso presenta una morfología plana o alomada y puede ser definida como una superficie o planicie de cumbres (PEDRAZA GILSANZ, 1994a), cuya anchura máxima alcanza los 300-500 metros y cuya pendiente suele ser inferior a 5°. Estas cumbres aplanadas dan paso a unas altas laderas con una amplitud que no suele sobrepasar los 2 km y una forma bastante rectilínea con pendientes medias en torno a 25-30°, sólo accidentadas por resaltes rocosos de los que surgen pequeñas pedreras o canchales de bloques sueltos de gneis. A partir de la cota de 1300 metros aproximadamente las laderas se hacen más suaves, disminuyendo la pendiente a unos 15° y apareciendo incluso algunos rellanos (Pampinar, El Hornillo). Sobre estas laderas, que constituyen por tanto el elemento de transición entre las cumbres y el piedemonte, se diferencian una serie de cuencas de recepción que captan las aguas hacia los numerosos arroyos que nacen en este sector (arroyos de los Pollares, de Carrillo, de los Palancones, de Carromingo y las Guijas, de la Cancha, de los Quiñones, de la Peña Negra, etc.). Estos arroyos, que constituyen la cabecera de los ríos San Juan y Caslilla, presentan un perfil longitudinal de acusada pendiente en su descenso por las laderas de la sierra, aunque apenas se encajan sobre ellas.

Al otro lado del puerto o collado de Somosierra, se individualiza otro bloque o *horst*, que se corresponde con la denominada Sierra Cebollera. Esta unidad montañosa, integrada ya dentro del conjunto de Somosierra y constituida por series de gneises pre-hercínicos y franjas de materiales metasedimentarios, se levanta por encima de los 2000 metros, culminando en la cima de Tres Provincias o Cebollera a una cota de 2128 m. Se encuentra delimitada al Oeste por la falla de Robregordo-Somosierra, aprovechada como vía de acceso (autovía Madrid-Burgos) y por el propio río Duratón para abrir su valle en un tramo inicial de su recorrido, y al Este por la falla o *detachment* de Montejo, que en su vertiente septentrional -a partir de la cumbre de Solana del Horcajo (1844 m)- controla inicialmente el encajamiento del arroyo de la Garganta.

Desde un punto de vista hidrográfico, la Sierra Cebollera constituye la cabecera del río Duratón -o río del Puerto, como aparece denominado en algunos mapas topográficos en su tramo más próximo a la sierra-. Es de destacar que la cabecera propiamente dicha de este río se localiza en la vertiente suroccidental de las cumbres de la referida Sierra, dentro ya de la Comunidad de Madrid; por ella descienden varios torrentes relativamente encajados y separados por interfluvios alomados (A° del Caño o Regajo del Oso, A° de la Peña del Chorro, A° de Pedrizas) que, al unirse en torno a los 1350 m, forman el curso de agua que algunos kilómetros después recibirá en nombre de río Duratón. Por contra, en la vertiente septentrional apenas se han encajado valles y el rasgo más sobresaliente es la presencia de una alta ladera estrecha y rectilínea que progresivamente y de forma regular desciende hasta enlazar través de un perfil suavemente cóncavo con el piedemonte de Cerezo de Abajo.

El bloque o *horst* de la Sierra Cebollera se prolonga hacia el Este hasta enlazar con la denominada Cuerda de La Pinilla, que -tal como se ha explicado en el capítulo introductorio-

para muchos autores forma parte ya de la alineación más occidental de la Sierra de Ayllón si bien para otros debe integrarse aún dentro del conjunto de Somosierra. Sea cual sea su encuadre orográfico, esta cuerda -que se alarga de NE a SW entre las cumbres de Solana del Horcajo (1844 m) y del Calamorro de San Benito (1867 m)- tiene un gran interés ya que en ella se localiza la cabecera los ríos Cerezuelo y Serrano, los afluentes que aportan más agua al río Duratón por su margen derecha. Es en ella en la que se registran las mayores de todas las elevaciones montañosas que enmarcan la alta cuenca del Duratón, próximas o superiores a los 2200 metros (El Cervunal: 2194 m; Pico del Lobo: 2272 m; Las Peñuelas: 2211 m; Cerro del Aventadero: 2003 m) y con desniveles entre 1200 y 1070 metros sobre los relieves del piedemonte y la cuenca sedimentaria

Aunque la continuidad topográfica entre la Sierra Cebollera y la Cuerda de La Pinilla es manifiesta, pues no existen grandes diferencias altitudinales, sus diferencias petrológicas y estructurales e incluso las morfológicas son notables. En este sentido, la falla o *detachment* de Montejo, que se prolonga en la vertiente septentrional con una dirección NNE entre la cabecera del arroyo de la Garganta y las proximidades de Cerezo de Arriba, pone en contacto las rocas ortoderivadas (gneises y leucogneises), afectadas por un intenso metamorfismo, con rocas metasedimentarias (micasquistos, cuarzo-esquistos y cuarcitas). El menor metamorfismo sufrido por estas últimas permite reconocer estructuras hercínicas de plegamiento, que se resuelven en un amplio y apretado conjunto de anticlinales y sinclinales de disposición norteada e inmersión generalizada también hacia el N, dentro del cuales la Cuerda de La Pinilla formaría parte del anticlinorio del Cardoso-Riaza, que sigue una dirección N-S, cortado por fracturas transversales NE (GUERRA *et al.*, 2000; MUÑOZ y SANZ HERRÁIZ, 1995; ARENILLAS *et al.*, 1988).

Asimismo, la mayor altitud de las cumbres de esta alineación posibilitó durante el dominio de los climas fríos del Cuaternario la instalación de pequeños aparatos glaciares (HERNÁNDEZ PACHECO, 1925; FRANZLE, 1959), acogidos en enclaves topoclimáticamente favorables orientados principalmente al N y NE (GUERRA y SANZ DONAIRE, 1985, 1987). El modelado efectuado por estos glaciares hace que ya no sea tan nítida la presencia de cumbres aplanadas de cierta continuidad, sino que las áreas culminantes presenten un aspecto más abrupto con cierto carácter alpino, como es el caso del Pico del Lobo.

Estas cumbres enlazan con vertientes altas, a veces tapizadas por coluviones o pedreras, muy estrechas y con pendientes fuertes, superiores a 30°, cuya continuidad aparece rota por la instalación de una densa red de arroyos, que ha abierto profundos valles con morfología de pequeñas gargantas en algunos casos. Entre estos se encuentran el valle del río Cerezuelo y los modelados por sus tributarios el arroyo de la Garganta, el arroyo de los Chorrillos y el arroyo de la Buitrera; y también el valle del río Serrano, junto con el de su afluente el arroyo de San Benito. Todos ellos aparecen separadas por interfluvios o

divisoria alomadas de dirección N-S o SE-NW, que prolongan la continuidad de las laderas de la sierra.

II.3.2. LA RAMPA DE PIEDEMONTE

Esta unidad morfoestructural constituye el enlace de las laderas de la sierra de Guadarrama oriental y de Somosierra con los relieves de la depresión neógena marginal de la cuenca del Duero (depresión de Sepúlveda-Ayllón), formando la peana de la sierra. Se extienden en el área de estudio desde el sector de Prádena hasta las proximidades de Riaza, definiendo una franja de anchura variable, pero que en conjunto presenta una morfología relativamente plana y suavemente inclinada, a modo de rampa suave, cuya altitud se mantiene entre los 1200-1250 y los 1100 m.

Dicha rampa de piedemonte se define básicamente como un glacis de erosión que se prolonga hasta enrasar con los materiales detríticos del relleno terciario; sin embargo no conserva sus rasgos morfológicos de forma nítida y homogénea a lo largo de todo su desarrollo. De este modo, los caracteres geológicos concretos -fundamentalmente litológicos y tectónicos- junto con el diverso papel jugado por los procesos erosivos y sedimentarios recientes permite distinguir varios sectores, en cada uno de los cuales los componentes morfoestructurales y los tipos de modelado son diferentes. Así, frente al piedemonte de Prádena, de cierta complejidad estructural y cuyo modelado en rampa aparece más o menos enmascarado por la evolución geomorfológica posterior sobre materiales de composición y resistencia dispar, el piedemonte de Somosierra se caracteriza por su simplicidad tanto topográfica como litológica y estructural, de la que se deriva un modelado en rampa de una gran perfección. Solamente en el sector más oriental, entre Cerezo de Arriba y Riaza, esta simplicidad de la rampa de Somosierra aparece bruscamente interrumpida al quedar ésta cubierta por los materiales detríticos del plio-cuaternario que dan lugar a la denominada “raña de La Pinilla y de Riaza”, por lo cual en este caso el piedemonte se presenta como un glacis detrítico que se prolonga ampliamente hacia el N formado parte del relleno de la fosa terciaria. Por tal motivo este sector detrítico del piedemonte se estudiará y analizará con detalle al tratar de las morfoestructuras modeladas en el borde de la cuenca sedimentaria del Duero.

II.3.2.1. La organización morfoestructural del piedemonte de Prádena

El sector al que se ha denominado en este trabajo rampa o piedemonte de Prádena se integra dentro de un conjunto morfoestructural más amplio que abarca al área del borde N de la Sierra de Guadarrama correspondiente a las cuencas de los ríos Cega y Duratón, a la cual han dado el nombre de “rampa del Cega”, “rampa del Cega-Duratón,” “rampa de

Monte Medina” o “rampa de Pedraza-Prádena” los diversos autores que con anterioridad han trabajado en ella (SANZ HERRÁIZ, 1988; MORENO SANZ, 1988; GUTIERREZ NEVADO, 1998a, 1998b).

Como se ha señalado, la organización morfoestructural de este tramo del piedemonte es bastante compleja como reflejo de la complejidad de su estructura geológica, constituida por una serie de escamas imbricadas del zócalo que conservan restos de una delgada cobertera o tegumento cretácico y están separadas por fallas inversas o cabalgamientos de gran longitud (Fig. II.26). A partir de la disposición de los estratos calizos de la cobertera mesozoica se ha deducido que estos cabalgamientos presentan un buzamiento alto en superficie (35-60°) pero que disminuye progresivamente en profundidad hacia el SE manteniendo una media de 5-10° (BABÍN VICH y GÓMEZ ORTIZ, 1998). De este modo, se reconoce que estas escamas, dispuestas de forma paralela a la dirección del *horst* que forma la montaña, se presentan de forma general basculadas o inclinadas hacia el S y SE -es decir, hacia la Sierra-, a la vez que se hunden hacia el E o NE, donde esbozan cierres periclinales que quedan sumergidos bajo los materiales del relleno terciario. Estos importantes accidentes tectónicos, definidos y analizados en el capítulo referente a la estructura geológica tienen, como es lógico, un gran peso en la organización morfoestructural del relieve.

El primero y más meridional de estos cabalgamientos, el cabalgamiento de Prádena, controla la articulación de la base de las laderas de la Sierra con la superficie de piedemonte, que se produce en torno a los 1200 m y con la que se inicia el modelado de ésta como una rampa de perfil suavemente cóncavo de 5-6° de pendiente sobre afloramientos de gneises. Esta franja metamórfica inicial de apenas 2 km de anchura -aunque al Este se desarrolla con más amplitud conformando el piedemonte septentrional de Somosierra-Cerezo de Abajo- se encuentra recorrida por fallas transversales de dirección SE-NW, cuyas líneas son aprovechadas por la red hidrográfica para encajarse (GUTIÉRREZ NEVADO, 1998a). Además, en el frente de este accidente tectónico de Prádena los materiales metamórficos sobre los que se modela el inicio de la rampa, entran en contacto por primera vez con las rocas calcáreas y arenosas del Cretácico superior, los cuales corresponden ya al bloque o escama cabalgante de Castroserna de Arriba-Ventosilla.

Esta segunda unidad morfoestructural conserva en su borde Sur las indicadas rocas cretácicas, que constituyen una banda calcáreo-arenosa cuya extensión y anchura -de entre 2 y 4 km- se incrementa desde su límite occidental en la localidad de Gallegos-Matabuena, donde queda reducida a dos pequeños afloramientos calizos que forman pequeñas “pseudocuestas” (SANZ HERRÁIZ, 1988), hasta el límite oriental formado por el río del Puerto. A partir de aquí y en dirección Norte se prolonga hasta las cercanías de Los Cortos, donde los materiales cretácicos, junto los del Paleógeno, dibujan un cierre periclinal,

quedando recubiertos por los materiales detríticos neógenos. En el borde noroccidental de esta escama, por delante de la banda calcárea que se acaba de analizar, aflora el zócalo paleozoico. Este afloramiento de unos 3-6 km de anchura y compuesto por materiales gneísicos y graníticos queda enmarcado en su extremo oriental por los afloramientos calcáreos próximos a Ventosilla y Tejadilla, mientras que en el occidental se desarrolla enteramente y sin solución de continuidad sobre afloramientos metamórficos.

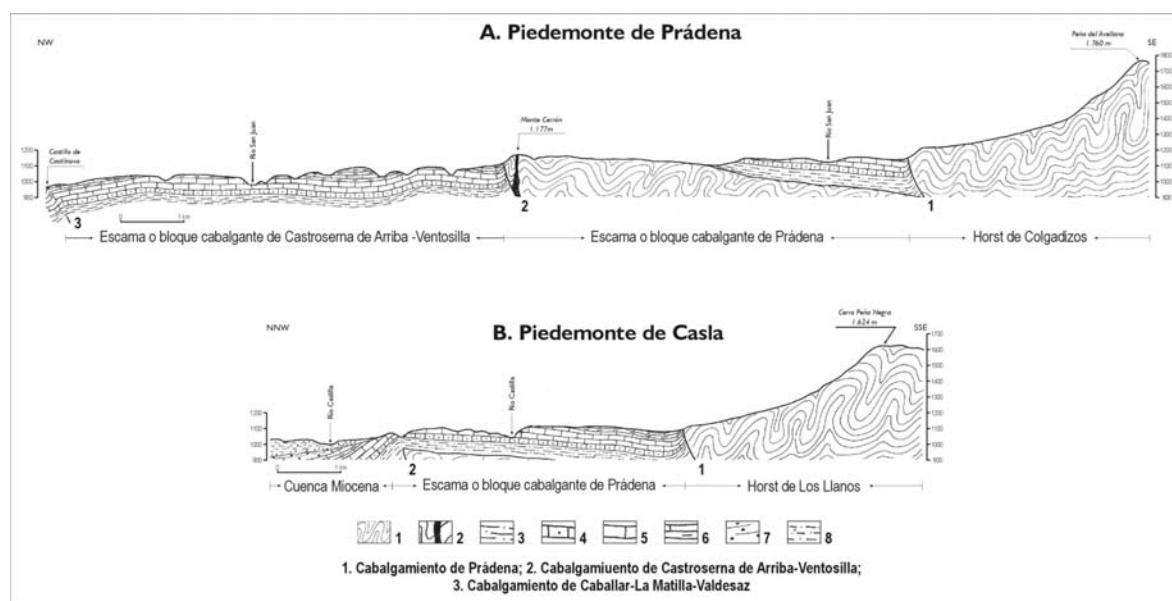


Fig. II.26. Cortes geológicos del piedemonte Norte del Guadarrama oriental. A. Rampa o piedemonte del sector de Prádena. B. Rampa o piedemonte del sector de Casla. **Litología:** 1. Gneises; 2. Dique de cuarzo; 3. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del cretácico superior; 4. Dolomías y calizas del cretácico superior; 5. Dolomías masivas del cretácico superior; 6. Dolomías tableadas y margas del cretácico superior; 7. Conglomerados calcáreos y arcillas rojas del eoceno-oligoceno. 8. Arenas y arcillas miocenas

Continuando el descenso por la rampa aparecen las litofacies dolomíticas, las cuales forman parte ya de otra escama tectónica y se encuentran plegadas de forma violenta, formando estructuras sinclinales (SANZ HERRÁIZ, 1988), como puede apreciarse en el área de estudio al N de Castroserna de Arriba en el corte realizado por el río San Juan. Al igual que la anterior, esta escama del zócalo -que puede ser nombrada como escama o bloque de Pedraza- conserva en su borde meridional una banda de 2-4 km de anchura de materiales calcáreos y arenosos, los cuales se extienden entre Torre Val de San Pedro-Santiuste de Pedraza y Castroserna de Arriba, mientras que en su borde septentrional se desarrolla una estrecha franja formada por materiales metamórficos del zócalo.

Esta misma secuencia o alternancia de franjas calcáreas y metamórficas se repite a partir del cabalgamiento de Caballar-El Cubillo. Así, la cobertera cretácica forma una banda adosada a esta fractura -en su borde meridional-, en cuyo contacto está fuertemente plegada; posteriormente se extiende unos 3 km hacia el NW, donde las capas dolomíticas se encuentran “pseudohorizontales” hasta dar paso a los afloramientos del zócalo, que son

progresivamente fosilizados por materiales miocenos que definen la cuenca del sector de Turégano-Cantalejo. La más septentrional de estas bandas de roquedo carbonatado, que arranca desde las proximidades de la población de Caballar y corre paralela a la anteriormente descrita quedando separada de la misma por una estrecha franja del piedemonte silíceo, se une finalmente con ella en el sector oriental a la altura de las poblaciones de El Arenal y Valleruela de Pedraza, extendiéndose ya unidas como una gran masa caliza o dolomítica de unos 7 km de anchura desde Valdesaz hasta Castroserna de Arriba. En este sector los estratos se inclinan ligeramente hacia el N y el E, adaptándose al parecer a una configuración domática del zócalo (GUTIÉRREZ NEVADO, 1998a). Hacia estas direcciones las capas dolomíticas quedan fosilizadas por materiales miocenos de la cuenca del Duero, aunque aparecen aún pequeños retazos cretácicos situados al N de Perorrubio y al E de Tanarro, éstos últimos descubiertos por la acción excavadora del río Casilla.

En conclusión, la originalidad del piedemonte del Cega-Duración o de Pedraza-Prádena viene determinada por esta peculiar estructura tectónica de cabalgamientos y por el papel jugado, en relación con ella, por la superficie de arrasamiento, que ha permitido al tiempo la conservación parcial de la cobertera cretácica en los bordes meridionales de las escamas y la exhumación del zócalo paleozoico (compuesto en este sector básicamente por materiales gneísicos) en sus frentes septentrionales. Dicha estructura ha condicionado igualmente la distribución concreta de los afloramientos calcáreos, los cuales aparecen localizados de forma singular en una serie de bandas arrumbadas de SW a NE y casi paralelas, entre las cuales aparecen otras de litología esencialmente silíceas (MORENO SANZ, 1988).

Del conjunto de este piedemonte del Cega-Duración, su sector oriental es el que tiene mayor interés en este trabajo ya que se integra dentro del área de estudio, al ser recorrido y drenado por los ríos San Juan y Casilla. Este sector oriental, cuyo centro se situaría en los alrededores de Prádena, se extiende de W a E unos diez kilómetros entre Arcones y Sigueruelo y -pese a su heterogeneidad litológica- se presenta como una amplia y homogénea superficie en la que las diferencias más importantes son de anchura. Esta es máxima entre Prádena y los alrededores de Villafranca, donde alcanza los 15 km enlazando prácticamente con el macizo de Sepúlveda (del que sólo está separada por una estrecha franja sedimentaria miocena); más al E, desde Casla-Sigueruelo, y al N, hasta la urbanización de Los Cortos, su anchura se reduce a unos 6 km.

II.3.2.2. La organización morfoestructural del piedemonte septentrional de Somosierra-Cerezo de Abajo

A diferencia del piedemonte de Prádena, que -como se acaba de indicar- está modelado desde el punto de vista estructural sobre un conjunto de escamas separadas por cabalgamientos o fallas inversas y desde el punto de vista litológico por una alternancia de

materiales calcáreo-arenosos y metamórficos, el piedemonte de Somosierra se encuentra marcado por una mayor simplicidad tanto estructural como litológica: se desarrolla al pie del propio bloque o *horst* serrano de este sector culminado por el Pico de Tres Provincias o Cebollera y está modelado prácticamente en su totalidad sobre afloramientos metamórficos formados por series de gneises. Se localiza en el área comprendida entre Sigüero y las proximidades de Cerezo de Arriba, ocupando el interfluvio entre el río del Puerto (o Duratón) y el arroyo de la Garganta (tributario del río Cerezuelo). Entre estos dos cursos de agua, este piedemonte se presenta nítidamente como un plano suave y regularmente inclinado, es decir como un glacis de erosión que enlaza las laderas de la montaña con la cuenca sedimentaria (Fig. II.27).

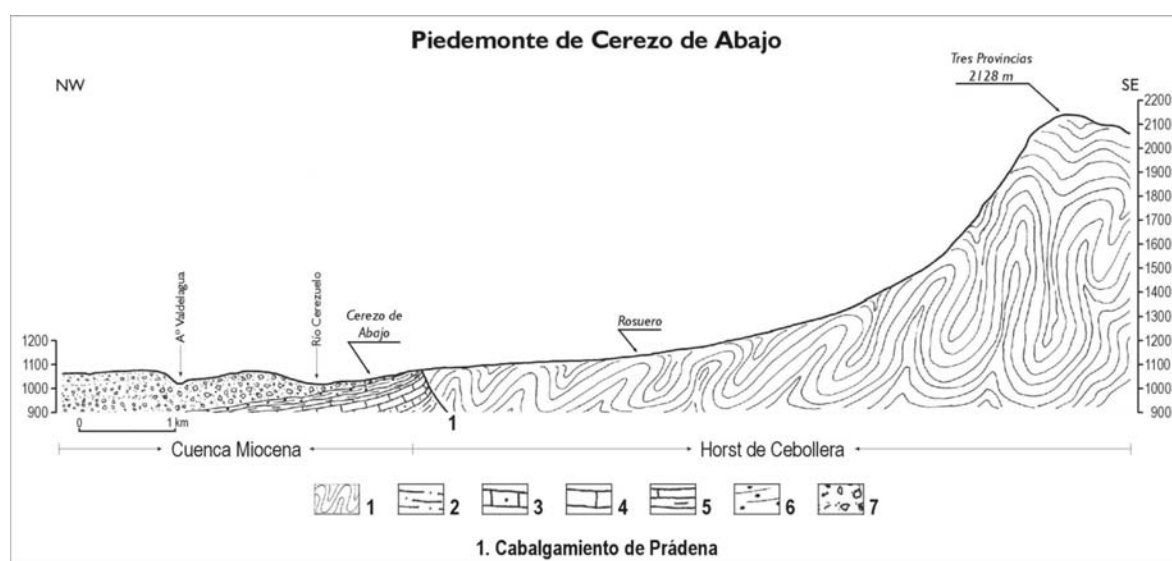


Fig. II.27. Corte geológico del piedemonte Norte de Somosierra en el sector de Cerezo de Abajo. **Litología:** 1. Gneises; 2. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del cretácico superior; 3. Dolomías y calizas del cretácico superior; 4. Dolomías masivas del cretácico superior; 5. Dolomías tableadas y margas del cretácico superior; 6. Conglomerados calcáreos y arcillas rojas del eoceno-oligoceno. 7. Bloques y gravas miocenos.

Esta configuración en rampa, que alcanza una gran perfección en el sector donde se sitúan los pueblos de Las Rades, Rosuero o Villarejo -localizados a ambos lados de la Autovía Madrid-Burgos y pertenecientes al municipio de Santo Tome del Puerto-, comienza a manifestarse a partir de los 1200-1250 metros, altura que supone el punto de articulación entre el pie de las laderas de fuerte pendiente de la sierra con la superficie pedemontana, de topografía suavemente cóncava y 5-8° de inclinación. A partir de aquí, esta superficie, modelada como un glacis rocoso o de erosión sobre roquedo compacto y duro, se inclina ligeramente y de forma progresiva y regular hacia la cuenca terciaria con una pendiente de 1-3°, que se mantiene sin cambios ni rupturas a lo largo de 4 ó 5 km hasta una altitud próxima a los 1100 metros. A la citada altitud se produce el contacto con los materiales terciarios de la cuenca a través una falla inversa, que es la prolongación en este sector del cabalgamiento de Prádena. Algunos relieves calcáreos aparecen empotrados

contra esta fractura, ampliando el piedemonte unos centenares de metros hasta que estos materiales son fosilizados por las formaciones sedimentarias más modernas.

II.3.2.3. Las formas de relieve del piedemonte

Globalmente considerado, el relieve de los piedemontes de Prádena y de Somosierra se encuentra arrasado por una superficie de glacis de erosión, que se desarrolla sin rupturas de pendiente significativas sobre afloramientos de rocas que en el primero de ellos son petrográfica y estratigráficamente muy diversas y desciende de forma suave y progresiva desde su enlace al pie de la montaña hasta enrasar con los materiales neógenos del relleno terciario. Así, esta rampa rocosa se extiende, en el piedemonte de Prádena, desde altitudes que rara vez sobrepasan los 1200 metros (1201 m en Peñalajo, al W de Sanchopedro) hasta el borde del sector marginal de la cuenca relleno por los sedimentos de la facies de Santa Marta del Cerro. El contacto entre ambas unidades se encuentra en torno a los 1050 metros, aunque con dos máximos: uno en los alrededores de la Urbanización de los Cortos donde se produce alrededor de los 1100 m, y otro, al E de Castroserna de Arriba (paraje de los Ejidos), donde se halla a 1060-1080 m, y con un mínimo en los alrededores de Valdesaz, donde el enlace se produce a los 1000 m; en todo caso la altura de este piedemonte está generalmente comprendida entre los 1100 y los 1180 m. Por su parte, en el piedemonte de Somosierra la superficie del glacis se prolonga unos 5 km desde los 1200-1250 m hasta enlazar en torno a los 1100 m con los materiales neógenos del relleno de Cerezo de Abajo.

Los procesos geomorfológicos posteriores a la elaboración de esta superficie arrasada se manifiestan de forma prioritaria en el modelado diferencial realizado sobre los afloramientos metamórficos del zócalo y sobre los materiales dolomíticos y arenosos de la cobertera cretácica. Puede decirse que es precisamente la influencia litológica derivada de la estructura tectónica la que condiciona y controla el desarrollo de los relieves que a media o pequeña escala dimensional caracterizan al piedemonte.

II.3.2.3.1. Las formas de relieve del piedemonte calcáreo

Las formas modeladas en el sector calcáreo del piedemonte están controladas por la estructura tectónica y por el peculiar modo de disolución de los materiales que lo constituyen. De ahí que las formas estructurales adquieren gran fuerza en el relieve, junto a las relacionadas con la disolución kárstica.

II.3.2.3.1.1. Las formas estructurales

La franja de cobertera cretácica que se conserva en el borde meridional de la rampa, adosada al pie de la sierra, y constituye parte del flanco meridional de la flexión asociada al cabalgamiento de Pedraza-Ventosilla tiene una disposición suavemente basculada hacia el SE y sobre ella se ha modelado un típico relieve estructural monoclinal o “en cuesta”.

El frente de esta cuesta se desarrolla -dentro del área de estudio- entre Arcones y el río San Juan a la altura del caserío de Pradenilla, con dirección SW-NE, y desde aquí se prolonga hasta el pueblo de Las Casas Altas, ya con una dirección SSW-NNE. Culmina a alturas que oscilan entre los 1140 y los 1170 m y se levanta de 30 a 50 metros sobre los afloramientos metamórficos del zócalo, encontrándose coronado por pequeños escarpes desarrollados sobre “la formación dolomías tableadas y margas de Caballar”. La presencia de lechos de resistencia variable propicia la formación de varios frentes o de cuestas desdobladas, como ocurre en el sector de Ventosilla. Por debajo de los escarpes culminantes se extienden taludes estrechos y de moderada pendiente modelados en el complejo arenoso de la base del Cretácico superior en cuya base se produce el enlace entre la cobertera mesozoica y los materiales del zócalo. El tramo superior de estos taludes aparece frecuentemente erosionado por la arroyada concentrada que ha modelado pequeñas cárcavas o regueros.

Por su parte, el dorso o reverso de esta cuesta presenta una anchura variable entre 2 y 4 km y una inclinación suave de unos 5° hacia el SE y ESE, es decir hacia el lugar donde se ubican las elevaciones montañosas. La superficie de este dorso no es propiamente estructural, ya que se encuentra arrasada y en ella no aflora sólo el estrato más reciente de la serie cretácica sino que se suceden a modo de fajas las litofacies dolomíticas y margosas de esta cobertera desde las más antiguas hasta las más modernas.

Del flanco septentrional del indicado pliegue en rodilla adaptado al cabalgamiento de Pedraza-Ventosilla solamente se conserva una hilada estrecha y discontinua cuya manifestación geomorfológica es un relieve formado por pequeñas crestas verticalizadas o “picozos”, a veces cortados transversalmente por arroyos (como ocurre en el sector occidental con los arroyos del Valle y de Valseco). Este flanco con morfología en *hogback* enlaza a su vez con la segunda banda calcárea, que, como se ha indicado, se extiende entre la localidad de Castroserna de Arriba y Valdesaz-Castillo de Castilnovo y es atravesada por el río San Juan, que modela en ella un valle de tipo cañón (el cañón de las Castrosernas). Los estratos dolomítico masivos y dolomítico-margosos que la forman buzan débilmente al NE y E haciendo que en conjunto se presente como una plataforma “subhorizontal” más que como una verdadera cuesta. Solamente en su borde, justo donde se emplaza el castillo de Castilnovo, los estratos dolomíticos presentan buzamientos más enérgicos hacia el N al adaptarse a la terminación de otro plano de cabalgamiento.

La presencia de depósitos miocenos, a veces culminando las laderas del cañón de las Castrosernas, permite aseverar que los materiales de la cobertera cretácica estuvieron recubiertos en esta franja del piedemonte por sedimentos miocenos, los cuales se extendieron por un área notablemente más amplia que la actual. Todo indica que la apertura de este tramo de valle obedeció a un proceso inicial de epigénesis o sobreimposición, lo cual parece confirmarse unos kilómetros al Este en el valle del río Casilla junto al puente de Tanarro, donde afloran algunos retazos cretácicos fosilizados por depósitos miocenos que están siendo puestos al descubierto por la acción excavadora de este río.

II.3.2.3.1.2. Las formas de modelado kárstico

En este trabajo se estudian principalmente las formas kársticas superficiales o exokársticas, sin entrar de forma expresa en el análisis de las pertenecientes al endokarst. Acerca de éstas existen trabajos pormenorizados y bastante detallados en los que se interpreta su desarrollo, origen y morfología, particularmente en el conjunto del área de Prádena (SEII, 1982; GUTIÉRREZ NEVADO y BIELSA ORTIZ, 1994; GUTIÉRREZ NEVADO, 1998b; BAREA *et al.*, 1999, 2000). Por tanto sólo se aludirá a estas formas subterráneas cuando y en la medida que permitan explicar algunos rasgos de la génesis y evolución del relieve kárstico superficial.

Dentro del área de estudio, las plataformas arrasadas correspondientes a los dorsos dolomíticos de las cuestas presentan un modelado de detalle monótono y bastante simple, relacionado sin duda con la karstificación que afecta de modo generalizado a las rocas calcáreas. El escaso desarrollo y la reducida diversidad de esta morfología superficial están en relación con determinados aspectos litológicos y estructurales, entre los que se cuentan los siguientes:

a) Las rocas dolomíticas de la serie cretácica, a pesar de ser un material carbonatado altamente karstificable, se distinguen por su porosidad acentuada y por su notable contenido en impurezas (óxidos, hidróxidos, etc.) que dan lugar a abundantes residuos arcillosos (*terra rossa*). Todo ello limita la variedad de las formas (NICOD, 1967, 1972a; FABRE y NICOD, 1982; CASCOS MARAÑA, 1991).

b) El relieve “en cuestas” y el modelado en rampa característico del piedemonte calcáreo de Pedraza-Prádena introduce en los afloramientos calcáreos inclinaciones moderadas, pero suficientes para facilitar la escorrentía superficial y difusa, dificultando en consecuencia la concentración del agua necesaria para el modelado de las formas kársticas de mayor envergadura.

Bajo la influencia de estos factores limitantes las formas kársticas de medio o gran tamaño son escasas, limitándose a valles secos y depresiones poco marcadas, mientras que son las formas menores y, entre ellas, los lapiares, actualmente en diferentes estadios de degradación, la forma más común.

Los valles secos se encuentran principalmente sobre el dorso del monoclinal o cuesta de Prádena. En él se pueden diferenciar dos redes: una relacionada posiblemente con el primitivo sistema de drenaje, que discurre paralela a la dirección del frente, y otra que corre de forma transversal a este y está relacionada con el encajamiento de los ríos principales en la actualidad (San Juan y Caslilla). De forma especial se pueden observar varios valles secos de corto recorrido, actualmente no funcionales, que confluyen con el río Caslilla por su margen izquierda; presentan una dirección general W-E conforme con la inclinación de los estratos cretácicos y se caracterizan por un fondo plano o en cuna en su cabecera y en su tramo medio-superior y un fondo accidentado con perfil en “V” en su tramo inferior que enlaza con el fondo del valle del citado río Caslilla.

Otras formas kársticas de cierta importancia son las depresiones, que presentan formas irregulares y límites poco definidos. Su rasgo más característico es que en la mayoría de los casos no son cerradas sino que en mayor o menor medida se encuentran abiertas. Ello parece deberse a la inclinación de los estratos dolomíticos, que resulta suficiente para dificultar el desarrollo y el mantenimiento de depresiones cerradas y para facilitar su captura por surcos de drenaje activos. Esta circunstancia determina su localización formando mayoritariamente la cabecera de los valles secundarios. En algunos casos, como ocurre en las proximidades del valle del río Caslilla, parecen representar antiguos “valles afluentes”, pertenecientes a arroyos de la Sierra posteriormente interferidos y capturados del modo que más adelante se indica.

Mención especial merece la importante depresión que se desarrolla a lo largo del cabalgamiento o falla inversa de Prádena, de dirección NE-SW, y separa la base de la sierra de la rampa de piedemonte, formada en este sector por materiales sedimentarios calcáreos. En efecto, por delante de este accidente tectónico y en función del alto grado de trituración sufrido por los materiales dolomíticos en las inmediaciones del mismo se ha desarrollado una franja más intensamente afectada por la disolución, sobre la cual se ha generado un notable surco deprimido visible claramente entre las localidades de Arcones y Sigüero, que ha sido denominado “depresión periférica del karst” (MORENO SANZ y SANZ DONAIRE, 1979; MORENO SANZ, 1979-80, 1988). Esta depresión alargada, interrumpida en varios sectores, presenta una inclinación de WSW a ENE y está constituida por un fondo plano, tapizado por una cubierta aluvial, que disminuye en altitud desde los 1150 m en los alrededores de Prádena a los 1040 junto al río Duratón. Dentro de ella, en su sector occidental, se encuentran algunos conos de deyección procedentes de la sierra, compuestos por bloques y cantos angulosos de gneis y cuarzo empastados en una matriz arcillosa con arenas y limos (MORENO SANZ, 1988; ITGME, 1991).

La “depresión periférica” ha jugado un papel primordial en el control hidrológico de las aguas provenientes de las altas laderas de la montaña y en el funcionamiento y progresión del endokarst. Por lo que se refiere al control del drenaje, su crecimiento lateral paralelo a la citada fractura y el progresivo ensanchamiento y profundización de su fondo fue capturando los arroyos o torrentes que descendían de la Sierra y drenaban a las redes iniciales del San Juan, Caslilla y Duratón; así algunas cursos que inicialmente alimentaban al valle del Caslilla, parece que fueron capturadas por el desarrollo lateral de la depresión entre Sigüero y Casla, pasando a formar parte de la cuenca del Duratón. En lo referente al modelado endokárstico, los arroyos o torrentes provenientes de la sierra al alcanzar la citada depresión abandonan su carga y prácticamente desaparecen por infiltración o a través de los numerosos sumideros o “hundas”, desarrollando un complejo sistema de cavidades subterráneas actualmente funcional, cuyo mejor exponente es la Cueva de Los Enebralejos en las cercanías de Prádena (BAREA *et al.*, 1999, 2000; GUTIÉRREZ NEVADO, 1998a, 1998b).

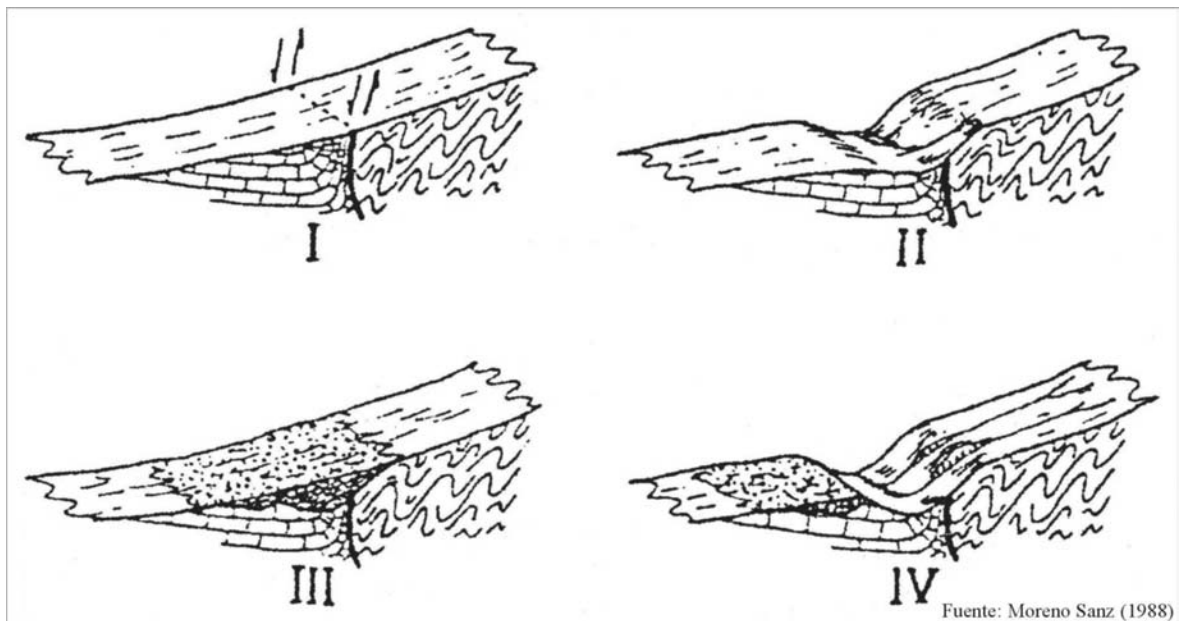


Fig. II.28. Evolución de la depresión periférica del karst, según Moreno Sanz (1988). I. Formación de un pediment que enrasa por igual los gneises y las dolomías. II. Formación de la depresión a lo largo de la falla inversa que recorre el pie de la sierra. A partir de la falla, que constituye una línea de debilidad frente a la erosión de las aguas superficiales y subterráneas procedentes principalmente de la Sierra, favorece una intensa disolución de las dolomías. III. Sellado de la depresión por aportes de grandes bloques procedentes de la Sierra. IV. Evacuación parcial de los materiales que colmataban la depresión periférica al tiempo que progresaba la karstificación en sentido horizontal.

Finalmente, los lapiazes -y, dentro de ellos, los de pequeñas dimensiones- constituyen la forma más frecuente y representativa del piedemonte calcáreo, presentando diferentes estadios o etapas de degradación. Los mejor conservados, que aparecen tanto sobre dorsos monocinales apreciablemente inclinados como sobre áreas relativamente planas, son muy escasos y corresponden a dos tipos: el “lapiaz en nido de abejas” y el “lapiaz estructural”.

El lapiaz "en nido de abejas", también llamado cavernoso, alveolar, espumoso, oqueroso o tubular, es sumamente característico de las rocas dolomíticas y tiene carácter dominante en el área. Los afloramientos rocosos donde se desarrolla están cuajados de agujeros o perforaciones más o menos ovaladas y angulosas de pequeño calibre (que no excede a los 10 cm de diámetro) comunicadas entre sí, dando a la roca un aspecto bien definido por cualquiera de los adjetivos indicados. Se desarrolla bajo una masa terrígena de alteración que permite la corrosión bioquímica debida a la acción del ácido carbónico y ácidos húmicos del suelo y a la actuación de los líquenes y las raíces de la vegetación (LÓPEZ LIMIA y LÓPEZ BERMÚDEZ, 1985; NICOD, 1972; MORENO SANZ, 1988; CASCOS MARAÑA, 1991).

El otro tipo de lapiaz, algo menos frecuente, es el denominado lapiaz estructural de diaclasas, de enlosado o de surcos. La primera denominación alude a su origen, ya que la disolución de los afloramientos de roca se efectúa mediante la explotación de las fisuras o hendiduras que la cuarteán, mientras las dos últimas denominaciones hacen referencia a su aspecto o forma. Dentro de los escasos lapiazes de este tipo que se han encontrado con buen nivel de conservación predomina el tipo formado por un "enlosado almohadillado" caracterizado por presentar unas hendiduras de profundidad variable entre 20-50 cms y una anchura entre 5 y 15 cms, que dividen los bancos dolomíticos en losas, cuyos bordes suelen estar rebajados. No obstante, a menudo las dos modalidades de lapiaz descritas pueden presentarse de forma conjunta: así es posible encontrar un lapiaz enlosado cuya superficie está corroída por la presencia de un lapiaz en nidos de abeja.

Hay que resaltar, no obstante, que los lapiazes en conjunto ocupan en la actualidad una parte minoritaria del piedemonte calcáreo. Por contra el rasgo más característico que éste presenta es su recubrimiento profuso por abundantes acumulaciones de cantos y bloques dolomíticos sueltos o medio englobados entre un depósito arcilloso, formando un autentico pedregal que recibe el nombre común de "lastra". Como lo demuestra la forma de los fragmentos y la presencia que en la mayoría de los bloques de tubos y alvéolos, se trata de un antiguo lapiaz "en nidos de abejas" o de enlosado que se encuentra ahora totalmente desmantelado por la corrosión y, sobre todo, por acciones mecánicas de meteorización propias de unas condiciones climáticas más frías que las actuales. Pero también en su destrucción ha jugado un papel muy importante la actividad humana. Tal como apunta MORENO SANZ (1988) "las labores agrícolas efectuadas por el hombre desde hace siglos con el fin de procurarse tierras de cultivo han desmantelado este lapiaz parcialmente recubierto por arcilla de descalcificación, como lo atestigua la presencia frecuentes de montones de cantos y bloques".

II.3.2.3.2. Las formas de modelado sobre el piedemonte silíceo o gneísico-granítico

Como se ha señalado, el basamento silíceo aparece en el piedemonte constituyendo una banda longitudinal que se extiende por delante de la sierra a lo largo de unos 18 km entre el río Cerezuelo al E y las cercanías de Prádena al W. Esta banda, que se adelgaza considerablemente y de forma progresiva hacia Poniente, pasando de unos 4 km a poco menos del kilómetro, presenta una configuración en glacis de erosión. Dicho glacis alcanza una gran perfección en el denominado piedemonte septentrional de Somosierra, desarrollándose sin apenas rupturas ni accidentes topográficos entre los 1200 y 1100 m. Sin embargo, hacia sus bordes esta fisionomía de suave plano inclinado no se manifiesta tan claramente en el relieve.

Así, en el sector oriental, entre el arroyo de la Garganta y el río Cerezuelo, se aprecian en detalle dos niveles escalonados: un nivel superior que aparece entre los 1175-1180 m y enlaza a través de suaves rampas con un segundo nivel o “rellano”, desarrollado entre los 1130-1140 m. Estos niveles parecen estar relacionados con las primeras etapas de la evolución de la red hidrográfica actual, articulada en este sector en torno al río Cerezuelo, ya que se disponen paralelos al rumbo actual de éste y como él descienden en altitud hacia el NW. Por su parte, en el sector occidental, a partir del límite natural que forma el río Duratón (o del Puerto), el modelado inicial en rampa sobre materiales silíceos se interrumpe bruscamente al entrar en contacto éstos con los que forman la banda calcárea de Prádena. En dicho contacto, que coincide con el cabalgamiento que limita el *horst* de la sierra con el piedemonte, se ha desarrollado -como se ha explicado anteriormente- la “depresión periférica de karst”, la cual se dispone paralela a este accidente tectónico y contribuye a resaltarlo significativamente y a hacerlo aparecer como un *escarpe de línea de falla*, que se levanta según las áreas entre 50 y 100 metros sobre el fondo de la citada depresión.

También al Norte de Prádena, al pie del frente de las cuestas cretácicas, aparece otra banda silícea de poco más de 3 kms de anchura. La morfología que presenta es la de una superficie de arrasamiento de tipo *pediment*, exhumada y basculada hacia el SE. Dentro de ella destacan algunos relieves residuales que culminan entre los 1150 y 1180 m (1184 en Cuesta Estilera; 1172 en Cerrón; 1152 en Valdeobispo), a excepción de Peñalajo, con 1201 m.

La morfología de detalle que caracteriza a estos afloramientos del zócalo está en relación con la respuesta del roquedo metamórfico y cristalino a los procesos de meteorización, especialmente a la alteración química, y a los de erosión, que efectúan una acción selectiva o diferencial. En todo caso dicha morfología no se caracteriza por su variedad ni su riqueza, ya que lo más relevante en ella es la presencia de pequeños relieves residuales coronados por tors y de rellanos arrasados, más o menos degradados, parcialmente recubiertos por arenas; también aparecen pasillos o incipientes alveólos de alteración y depresiones de cierto

desarrollo modeladas en el contacto entre los materiales de la cobertera cretácica y los del zócalo.

Desde un punto de vista geomorfológico, los pequeños y escasos relieves residuales citados, de aspecto normalmente redondo o cónico -salvo el Monte Cerrón, alargado por corresponder a un dique intruido en la falla de Pedraza-Ventosilla-, están coronados generalmente por tors sumamente caóticos, cuya peculiar forma resulta de la explotación eficaz de la red de diaclasas o fisuras ortogonales que dividen el roquedo, a partir de las cuales la alteración progresa con relativa rapidez. Cuando posteriormente las alteritas son desmanteladas o denudadas, estos bloques se descalzan fácilmente y quedan formando amontonamientos desordenados de bolos subredondeados (SANZ HERRÁIZ, 1988).

Dichos relieves a través de suaves rampas enlazan con una superficie arrasada que define el tipo de relieve característico de la mayor parte de este sector del piedemonte. Ésta presenta la forma de una planicie suavemente inclinada y más o menos degradada o retocada por las acción fluvial posterior y se encuentra recubierta por una gran profusión de arenas arcósicas y gravas entre las que sólo destacan -aunque de forma bastante dispersa y ocasional- algunos berrocales. Sobre los gneises suelen adoptar una forma alomada, mientras que en el pequeño núcleo granítico de Ventosilla es posible apreciar cómo aparecen pequeños bolos, los cuales progresivamente quedan exhumados a medida que la erosión desmantela con relativa facilidad la formación terrígena de la base del cretácico, que recubre a este afloramiento, dejando al descubierto este paleorrelieve (MORENO SANZ, 1988).

En algunos sectores de esta superficie degradada, se produce una concentración mayor de la humedad y, por tanto, una alteración considerable de los gneises, creándose pequeñas vaguadas de morfología irregular y ligeramente deprimidas que se asemejan a incipientes alveolos de alteración, aunque en realidad corresponden a un estadio de alteración muy inicial, constituyendo más bien fondos húmedos. Forman éstos la cabecera de arroyos que comienzan en el piedemonte en torno a los 1150 m, como puede verse entre Las Rades y Villarejo. A veces la mayor humedad se concentra a lo largo de los pequeños valles, generándose estrechas franjas o pasillos de alteración húmedos, como ocurre en la franja metamórfica situada al N de Pradena.

Sin embargo, las áreas deprimidas más importantes aparecen en el contacto de los materiales del zócalo con los afloramientos dolomíticos. En estos sectores, localizados concretamente en el enlace entre los frentes de cuesta y las planicies degradadas del zócalo, se han desarrollado amplias depresiones o vaguadas de tipo nava, que son formas bastante comunes y frecuentes en el ámbito del piedemonte norte del Sistema Central en su sector segoviano (SANZ HERRÁIZ, 1988; MORENO SANZ, 1988; ITGME, 1991). Su modelado y evolución, tal como señala SANZ HERRÁIZ (1988), está supeditada a

condiciones morfodinámicas favorables a la alteración de los gneises y al barrido de los materiales detríticos de la base del Cretácico Superior por algún mecanismo de transporte. Su desarrollo se ve considerablemente favorecido por el basculamiento hacia la sierra (es decir, hacia el SE) de los bloques del zócalo, lo cual se traduce en una retención de las aguas muy favorable a la alteración de los gneises.



Foto II.2. Aspecto general del piedemonte de Prádena



Foto II.3. Vista general del piedemonte de Somosierra



Foto II.4. Relieve monoclinal o “en cuestas” en el piedemonte de Prádena



Foto II.5. Lapiaz alveolar o “en nido de abejas”



Foto II. 6. Lapiaz estructural o de enlosado bastante degradado



Foto II.7. Relieve residual en el piedemonte gneísico

En conjunto, el relieve del sector del piedemonte incluido en el área de estudio se muestra como una amplia rampa de denudación. Ésta alcanza una gran perfección morfológica cuando afloran los materiales del zócalo, mientras que se reconoce con mayor dificultad cuando se desarrolla sobre la cobertera cretácica. Los procesos kársticos y tectónicos enmascaran entonces, en mayor o menor medida, esta fisiografía de rampa arrasada dando pie a un modelado de detalle que no ofrece -como se ha indicado- una gran variedad morfológica y está en relación principalmente con la disposición estructural y también con la desigual respuesta litológica a las acciones erosivas.

Esta básica uniformidad, monotonía y sencillez del paisaje geomorfológico del piedemonte se rompe por el encajamiento y evolución de la red fluvial. Desde el borde occidental hasta el oriental, los principales ríos junto con la red de arroyos y barrancos asociados a ellos, al excavar y profundizar en la rampa, la han diseccionado y fragmentado, abriendo en ella unos valles cuya forma esta estrechamente relaciona con el sustrato litológico sobre el que se desarrollan.

En el piedemonte de Prádena el río San Juan atraviesa todas las franjas descritas anteriormente: desde la citada villa, con una dirección SW-NE, comienza a labrar su valle sobre la banda calcárea más meridional; posteriormente se encaja y cambia de dirección (SSE-NNW) a partir de Pradenilla, justo cuando entra en el sector más oriental de la franja gneísica, aunque rápidamente se adentra, sin cambiar de dirección, de nuevo sobre los materiales calcáreos pertenecientes al límite de la banda central y septentrional, recorriendo su límite NE (Castroserna de Arriba-Castillo de Castilnovo). Por su parte, el río Caslilla atraviesa, desde Casla hasta Los Cortos, siguiendo una dirección S-N sólo el sector más nororiental de la banda calcárea meridional.

En el piedemonte septentrional de Somosierra, el río Duratón (o del Puerto -como se le denomina en este sector-) tras discurrir paralelo a la fractura del puerto de Somosierra con un rumbo S-N, se desvía y se encaja en el piedemonte a la altura de Las Rades, manteniendo, entonces, una dirección ESE-WNW hasta Siguero. Más hacia el E, a partir de Rosuero, se organiza una densa red hidrográfica, articulada por el arroyo de la Garganta y el río Cerezuelo. Estas redes, así como las tributarias, atraviesan este piedemonte metamórfico, con una dirección general ESE-WNW.

Así pues, los ríos en su trayecto de la sierra a la cuenca han modelado sus valles sobre un piedemonte heterogéneo y lo han hecho en función de la cambiante y diversa litología del mismo. Al atravesar las bandas calcáreas han tajado valles de tipo “cañón” u “hoz”, con una profundidad en torno a los 40-80 metros y un perfil transversal en artesa de fondo plano a los que afluye una importante red de arroyos secundarios, que, si bien en la actualidad están secos, han dejado su impronta en el relieve al abrir valles de fondo en cuna, así como numerosos barrancos muchos de los cuales nacen sobre los afloramientos neógenos de la

Cuenca Terciaria. Por su parte, sobre sustrato gneísico, los ríos principales y secundarios se han encajado formando “gargantas” estrechas y con un característico perfil transversal en "V", cuya profundidad oscila entre 30 y 50 metros, aunque en algunos puntos alcanza más de cien metros (por ejemplo, en la vertiente de la margen derecha del río San Juan a su paso por el Alto de Valdeobispo). Esta morfología de valle es bastante frecuente en el borde oriental del piedemonte de Somosierra, donde aparece una sucesión de varias gargantas que drenan sus aguas al río Cerezuelo (arroyo de la Garganta, de Valseco, de los Chorrillos) y están separadas por interfluvios que no suelen superar el kilómetro de anchura. Mas hacia el Este, este tipo de valles -correspondientes ya a la red del río Serrano- se continúan, pero presentan la particularidad de modelarse inicialmente sobre materiales sedimentarios que constituyen la formación de la raña y posteriormente encajarse ya sobre los materiales del zócalo.

II.3.3. EL MACIZO DE MONTEERRUBIO: LA SERREZUELA Y EL MACIZO DE SEPULVEDA.

Según se ha dicho, el Macizo de Monterrubio (o de Honrubia-Pradales) es el más oriental de una serie de afloramientos formados por el basamento (Santa María la Real de Nieva, Zarzuela del Pinar, Lastras de Lama), a los cuales se asocia una importante cobertera mesozoica plegada que por delante del piedemonte septentrional de la Sierra de Guadarrama-Somosierra, emergen sobre la cuenca sedimentaria del Duero (SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, 1951; BIROT y SOLÉ, 1954; BRAVARD, 1966; CASCOS MARAÑA y CALONGE CANO, 1982; CALONGE CANO, 1987; FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988; CASCOS MARAÑA, 1991; PÉREZ GONZÁLEZ, *et al.*, 1994).

Las interpretaciones tectónicas más recientes, que se han expuesto pormenorizadamente en anteriores capítulos, explican la formación del Macizo de Monterrubio a partir de la génesis de una estructura cabalgante. Se trata, al igual que en el piedemonte de Pedraza-Prádena de una secuencia de cabalgamientos imbricados (*pyggyback type*) vergentes hacia el N y el NW (ANDEWEG *et al.*, 1999), dentro de la que este macizo se comporta como un antepaís relativo al Sistema Central. Estos planos de cabalgamiento o fallas inversas individualizan y separan una serie de escamas constituidas por materiales del zócalo y por una amplia y potente cobertera mesozoica pretectónica, los cuales están basculadas hacia la sierra (esto es, hacia el SE) y, por tanto, levantadas hacia el NW. Dichas escamas -o bloques cabalgantes- sufrieron un desplazamiento moderado de modo que las fallas inversas que las separan no suelen fracturar la cobertera, sino originar en la misma pliegues monoclinales de fuerte vergencia (BABÍN *et al.*, 1991; GONZÁLEZ CASADO *et al.*, 1996a). Por tanto la geometría interna y la génesis de esta secuencia asimétrica de anticlinales se relaciona con la propagación de “fallas inversas enterradas o ciegas” (*buried or blind thrust fault*) hacia la superficie topográfica a medida que se acomodan al acortamiento (KELLER y PINTER, 2002).

La disposición de las capas mesozoicas reflejan cómo estas escamas presentan una estructura semidomática, con un frente energético hacia el NW que coincide con el salto ocasionado por la propagación de la falla hacia la superficie. Este frente además presenta un tramo central que ha sufrido una mayor elevación, mientras que hacia sus extremos esta elevación desciende progresivamente hasta prácticamente desaparecer. Al otro lado se desarrolla un amplio y extenso “espaldar” o dorso, suavemente inclinado y dispuesto de forma abombada desde el centro hacia sus extremos laterales.

Dentro del conjunto estructural del Macizo de Monterrubbio es posible diferenciar dos sectores con características tectónicas singulares: el sector septentrional conocido como Serrezuela o Sierra de Pradales y el sector meridional correspondiente al Macizo de Sepúlveda. El primero está delimitado hacia el N por un gran cabalgamiento de escala regional, que constituye el accidente tectónico principal del borde septentrional del Sistema Central Español y su verdadero límite con la depresión terciaria del Duero. Dicha dislocación presenta un salto de falla importante, superior a los 1000 m aunque inferior al del borde S del Sistema Central. El Macizo de Sepúlveda, por su parte, se caracteriza por una sucesión de tres cabalgamientos principales de salto moderado muy apretados, ya que apenas están separados unos 3-4 km.

Este desigual levantamiento sufrido por las escamas asociadas a los cabalgamientos, así como la diferente separación existente entre ellas junto con la distinta forma de adaptación de la cobertera pretectónica a estas fracturas, se refleja o trasciende en la configuración geomorfológica de la Serrezuela y del Macizo de Sepúlveda que presentan características propias dentro del conjunto del Macizo del Monterrubbio.

II.3.3.1. La Serrezuela o Sierra de Pradales

No es un objetivo prioritario en este trabajo explicar con detalle la organización morfoestructural del relieve de la Serrezuela; para ello pueden consultarse algunos trabajos que con esta perspectiva se han realizado (CASCOS MARAÑA y CALONGE CANO, 1982; CASCOS MARAÑA, 1991). No obstante, aunque esta unidad se localiza fuera del área de estudio, resulta de utilidad explicar de forma sintética al menos el relieve de su sector central y más destacado, que enlaza sin solución de continuidad clara con el Macizo de Sepúlveda.

Desde un punto de vista tectónico, la génesis inicial de la Serrezuela se relaciona con el desplazamiento de la escama de zócalo más septentrional y más levantada de este tramo del Sistema Central. La compleja y relativamente potente cobertera mesozoica que recubría el basamento se desplazó asociada a esta escama formando en el frente del cabalgamiento una gran flexión anticlinal compleja vergente al Norte, con una deformación central acusada y un descenso paulatino del eje hacia los bordes (BIROT y SOLÉ, 1954;

APARICIO YAGÜE y GARCÍA CACHO, 1970; CASCOS MARAÑA, 1991). Los procesos de erosión coetáneos y posteriores a esta dislocación del zócalo ha desmantelado la cobertera en la charnela de este pliegue, dando lugar al afloramiento de los materiales del zócalo. Aunque expuesta de forma esquemática, esta evolución permite diferenciar tres unidades en el relieve del sector central de la Serrezuela: el núcleo metamórfico del anticlinal, los restos del flanco septentrional del pliegue y el extenso flanco meridional, que forma una gran morfoestructura monoclinal (Fig. II.29).

El denominado macizo metamórfico de Honrubia (también denominado de Pradales-Honrubia por aflorar entre estas dos localidades), constituye, desde un punto de vista petrológico y tectonometamórfico, la prolongación del sector oriental del Sistema Central (CAPOTE *et al.*, 1981; GONZÁLEZ CASADO *et al.*, 1983). En él se han reconocido las mismas formaciones litoestratigráficas, las mismas fases y estructuras de plegamiento hercínico y la misma evolución y sucesión zonal metamórfica que en la región comprendida entre el meridiano de Buitrago del Lozoya y Hiendelaencina (GONZÁLEZ CASADO *et al.*, 1985). Rasgo peculiar y que tiene una gran trascendencia en la configuración del relieve es su gran variedad litológica, la cual se manifiesta en una serie de bandas orientadas en dirección NW-SE, en la que de S a N se suceden litofacies variadas de gneises (gneises glandulares, leucogneises, gneises semipelíticos) y materiales metasedimentarios preordovícicos y ordovícicos (esquistos negros, alternancias de esquistos y cuarcitas y un banco potente de cuarcita blanca masiva). También se encuentra un amplio afloramiento de gneises porfíroides, equivalentes a la formación “Ollo de Sapo” de Hiendelaencina (APARICIO YAGÜE y GARCÍA CACHO, 1970; CAPOTE *et al.*, 1981; GONZÁLEZ CASADO *et al.*, 1983).

El relieve de este afloramiento del zócalo, que se desarrolla mayoritariamente entre los 1050 y 1250 m de altura, está influido de forma clara por la indicada variedad y diversidad litológica. La erosión diferencial sobre este roquedo de resistencia desigual, afectado además por una intensa fracturación, ha configurado un relieve de formas contrastadas, aunque sin grandes desniveles, que se presenta como una alternancia de superficies arrasadas o franjas deprimidas en las formaciones más blandas, donde la disección fluvial posterior ha creado valles angostos que pueden llegar a superar los 100 metros de profundidad (Arroyo de Fuente del Risco, Arroyo de la Tezosa), y alineaciones destacadas, que se resuelven en lomas y crestones cuarcíticos donde se alcanzan las mayores altitudes (1251 m en Cueto, 1228 m en Piedras del Alto, 1173 m en el Cerro del Cotorrón, 1170 m en el Cerro del Risco).

Al N del afloramiento del zócalo coincidente con el núcleo de la gran flexión anticlinal se encuentra el flanco septentrional de ésta, aunque apenas es visible al estar fosilizado en su práctica totalidad por una orla de conglomerados terciarios. De él sólo afloran pequeños retazos situados en las proximidades de Honrubia de la Cuesta y de Fuentenebro, sobre los

que se desarrollan pequeñas barras o crestas (*hogbacks*) en las que las capas cretácicas buzan enérgicamente al Norte (entre 30° y 70°) y que apenas destacan unos metros sobre las lomas modeladas sobre los materiales paleozoicos. Estas barras han sido densamente tajadas por los arroyos abriendo boquetes cataclinales, de modo que, más que constituir alineaciones continuas, forman una sucesión de mellas y jirones, con aspecto de ojivas (CASCOS MARAÑA, 1991).

Por contra, el flanco meridional de la flexión se presenta como un extenso monoclinal basculado ligeramente hacia el S, cuyo frente principal bastante enérgico y festoneado alcanza altitudes que sobrepasan los 1300 metros (1314 en Rubio, 1310 en Casero, 1333 en El Pasadero) y ocasionalmente se acercan a los 1400 metros (1377 en Peñacuerno, 1363 en La Escampada); solamente en sus sectores oriental (1226 en el Cerro de la Cabeza, 1206 en el Cerro de la Mata, 1295 en Cerro Lucas y 1260 en Valdelizar) y occidental (1206 en Matisol) pierde paulatinamente altitud, hasta sumergirse a través de suaves lomas bajo materiales miocenos. En concreto, es a este frente de cuesta principal al que con propiedad se denomina La Serrezuela, la cual tiene una longitud próxima a los 20 km y se levanta entre 300 y 500 metros sobre las campiñas y páramos de la Cuenca del Duero, constituyendo además desde el punto de vista hidrográfico un centro de dispersión de aguas. Como corresponde a un relieve en cuesta, su rasgo más característico es su perfil disimétrico, con un frente muy enérgico hacia el N -con cantiles verticales y pendientes superiores a los 35°- y un reverso o dorso mucho más tendido, cuya pendiente hacia el S rara vez sobrepasan los 8-10° (CASCOS MARAÑA y CALONGE CANO, 1982; CASCOS MARAÑA, 1991).

El frente, incidido por cursos anaclinales, está modelado en las areniscas triásicas del Buntsandstein y coronado por fuertes escarpes verticales labrados en las dolomías brechoides (carniolas) del Lías. El dorso, por su parte, se desarrolla sobre capas mesozoicas inclinadas suavemente hacia el Sur, que abarcan desde el Triásico hasta el Cretácico Superior: en su superficie arrasada, de aproximadamente 8 kms de anchura, se suceden fajas litológicas compuestas, de Norte a Sur, por calizas tableadas y margas del Jurásico, conglomerados, arenas y arcillas en facies “Utrillas” del Cretácico Inferior, y dolomías masivas, dolomías brechoides y dolomías margosas del Cretácico Superior. Su continuidad topográfica se encuentra interrumpida por una depresión disimétrica en disposición ortoclinal, labrada sobre los materiales incompetentes de la base del Cretácico Superior, y por una pequeña cresta que conforma una serie de cerros monoclinales exteriores a la cresta principal que culminan ya sobre las dolomías masivas del Cretácico superior a una altitud entre los 1160 y algo más de 1200 metros (1232 en el Cerro de los Majanares, 1226 en el Alto de los Hebillares, 1196 en el Cerro de Salegarlengua). Tras éstos se desarrollan algunas estructuras plegadas menores como son los sinclinales y anticlinales localizados en las cercanías de los núcleos de Castroserracin y de Navares de las Cuevas (CASCOS MARAÑA, 1991).

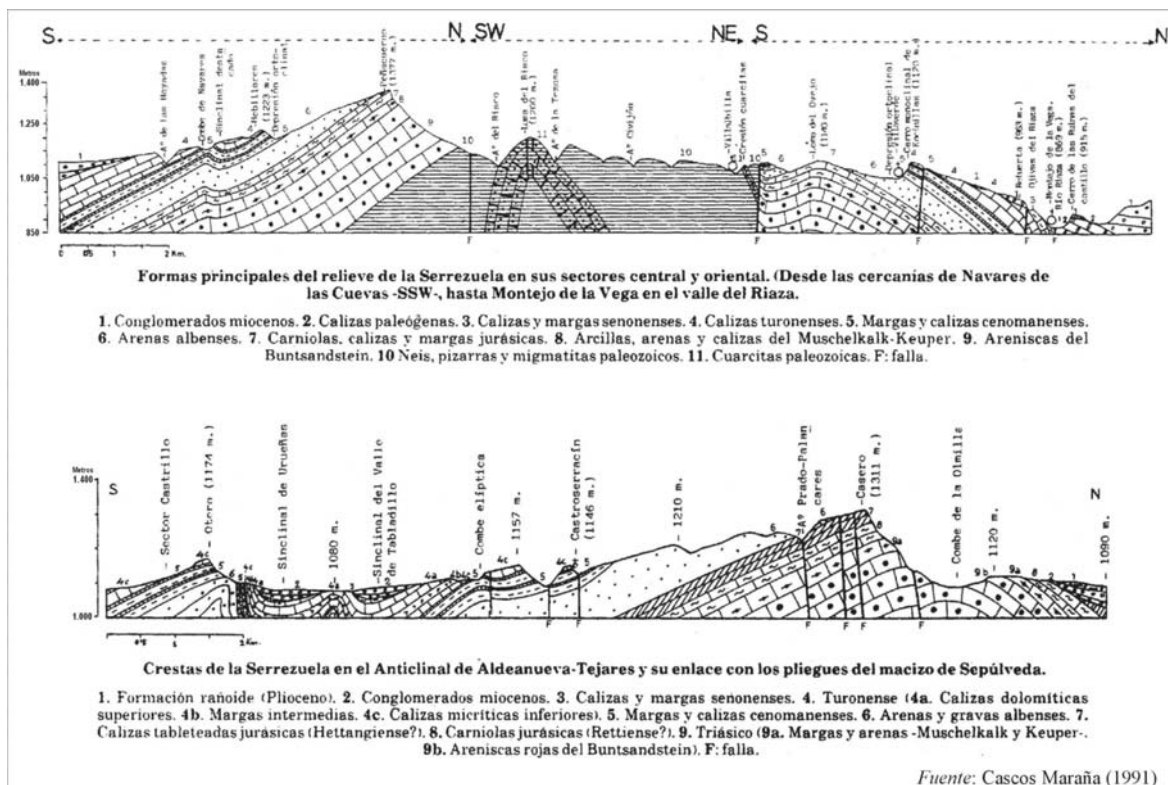


Fig. II.29. Cortes geológicos de La Serrezuela, según Cascos Marañá (1991).

Este dorso de cuesta, relativamente complejo y profusamente disectado por una tupida red de arroyos consecuentes o cataclinales, desaparece en el sector centro-oriental de la Serrezuela bajo los materiales sedimentarios miocenos que conforman la campiña de Campo de San Pedro-Bercimuel abierta al valle del Riaza a una altitud entre 1080 y 1120 metros (ocasionalmente puede enlazar a 1140), si bien la mayor parte de su superficie se mantiene a unas cotas entre 1050 y 1000 metros (sólo superados en Aire, con 1067 m, y en Estepar, con 1077 m). Se trata de una campiña compleja, pues su relleno sedimentario constituye un área de transición entre los aportes que, a través de abanicos aluviales, procedían de la erosión de los relieves de la propia Serrezuela y los que provenían de la alineación montañosa de Somosierra-Ayllón (FERNÁNDEZ MACARRO *et al.*, 1988; ARMENTEROS *et al.*, 1995).

Por su parte, en su sector centro-occidental el citado dorso de la Serrezuela enlaza con el denominado Macizo de Sepúlveda, donde la cobertera cretácica y en menor medida paleógena se encuentra fuertemente deformada en una serie de flexiones anticlinales o pliegues “en rodilla” vergentes al Norte (PORTERO, 1970; CADAVID *et al.*, 1971, GÓMEZ ORTIZ y BABÍN VICH, 1996b, 1998).

II.3.3.2. La organización morfoestructural del Macizo calcáreo de Sepúlveda

El macizo de Sepúlveda es, al igual que la Serrezuela, un amplio afloramiento de materiales mesozoicos; pero, a diferencia de aquélla, éste está constituido exclusivamente por litofacies del Cretácico superior rodeados a modo de orla por conglomerados calcáreos paleógenos, los cuales deben integrarse dentro de él al estar plegados conjuntamente con ellas. Presenta una forma más o menos cuadrangular, con unos 12-14 km Norte a Sur de y entre 18 y 20 km de Este a Oeste. A excepción de su extremo septentrional -donde, en las proximidades de Valle de Tabladillo, enlaza con la Serrezuela-, está perfectamente enmarcado por materiales neógenos, los cuales hacia Poniente van siendo recubiertos profusamente por mantos de arenas cuaternarias.

Como se ha señalado, la tectónica de cabalgamientos característica del borde Norte del Guadarrama Oriental y Somosierra ha articulado u organizado el Macizo de Sepúlveda en un conjunto de escamas imbricadas del zócalo y la cobertera cretácico-paleógena. En concreto, estas fallas inversas de dirección E-W y con progresiva incurvación hacia el NW en su tramo occidental, estructuran el Macizo de Sepúlveda en tres estrechas y largas escamas cabalgantes. Con sólo entre 2 y 4 km de anchura, presentan un escalonamiento progresivo aunque moderado (en torno a los 100 metros) de Sur a Norte, es decir los bloques desplazados han experimentado un levantamiento mayor a medida que se acercan a La Serrezuela (Fig. II.30).

El cabalgamiento más septentrional es el de Burgomillodo-Valle del Tabladillo, el cual a la altura de Hinojosas del Cerro se desdobra formando en la cobertera cretácica dos flexiones entre las que se individualiza la depresión sinclinal de Urueñas. Tras este complejo accidente, el bloque cabalgante de Aldehuela -atravesado por el río Duratón y cuya anchura no pasa de los 4 km- se hunde paulatinamente hacia sus extremos hasta quedar soterrado bajo sedimentos miocenos en el oriental y bajo formaciones arenosas eólicas pleistocenas en el occidental.

El cabalgamiento de Castrillo de Sepúlveda, que sucede al anterior, da paso a la escama o bloque cabalgante de Villaseca de unos 4,5 km de anchura media y que también presenta su máxima elevación en su tramo central, la cual de forma progresiva disminuye hacia los extremos donde se sumerge bajo formaciones miocenas. En su sector occidental, a partir del meridiano de Villaseca, el salto del indicado cabalgamiento de Castrillo pierde expresión morfológica, enlazando de este modo sin solución de continuidad la escama más septentrional del macizo (bloque cabalgante de Aldehuela) con la más meridional (bloque cabalgante de Sepúlveda). En este sector, que se prolonga unos 8 km, se ha encajado profundamente el río Duratón inmediatamente antes de entrar en el dominio central de la cuenca sedimentaria del Duero.

Asociada al cabalgamiento de Sepúlveda-Villar de Sobrepeña cuya traza se prolonga durante unos 16 km, la citada escama meridional o bloque cabalgante de Sepúlveda presenta una anchura de unos 4-5 km, salvo en su terminación periclinal oriental -atravesada por el río Duratón- donde ésta se reduce a poco más de 2 km. La cobertera cretácico-paleógena muestra en ella un buzamiento general hacia el S, hundiéndose en sus extremos oriental y occidental bajo sedimentos neógenos. Esta escama tectónica enlaza con la de Valdesaz, perteneciente ya al piedemonte de Prádena, aunque esta conexión está fosilizada ampliamente por materiales terciarios salvo en el afloramiento cretácico donde se emplaza el castillo de Castilnovo.

Estas tres escamas o bloques cabalgantes en su conjunto han sido menos levantados que el que forma el relieve de La Serrezuela, de ahí que en ellas se haya conservado en una medida notable la estructura plegada de la cobertera. Es la disposición de los materiales de ésta la que ha permitido reconocer y diferenciar las características geométricas de los cabalgamientos y a partir de ello definir los tres estrechos y largos bloques o escamas que se acaban de describir. El frente de los mismos presenta un tramo central que ha experimentado un mayor levantamiento o “salto”, a partir del cual éste disminuye paulatinamente hacia sus extremos. Por su parte, el “espaldar” o dorso presenta un basculamiento generalizado hacia el S y -según la terminación de sus bordes- hacia el SE o el SW. Así pues, la disposición de la cobertera cretácica permite deducir que estos bloques o escamas presentan una configuración semidomática o semicupuliforme, con un frente marcado, que coincide con la propagación de los planos de falla hacia la superficie, y un dorso amplio y de gran desarrollo que se inclina progresivamente hacia sus bordes.

La cobertera cretácica y, en menor medida paleógena que constituye la unidad litológica superior de las escamas se ha desplazado conjuntamente con los materiales del zócalo ante el empuje de la tectónica compresiva, formando en el frente de los cabalgamientos estructuras fuertemente deformadas. La geometría que éstas presentan en superficie es la de una serie pliegues monoclinales o en “rodilla”, vergentes al N y al NW y muy apretados, donde las charnelas anticlinales y sinclinales están muy próximas entre sí. Como ya se ha señalado, se caracterizan por su marcada disimetría, ya que los flancos septentrionales, al adaptarse a la terminación de los planos de cabalgamiento o fallas inversas, son cortos y presentan una notable inclinación estructural (buzamiento superior a 60°), encontrándose con frecuencia en disposición vertical o invertida, mientras que los flancos meridionales, al reposar sobre el amplio dorso de las escamas del zócalo, adquieren una mayor extensión y muestran un suave buzamiento (inferior generalmente a los 10°).

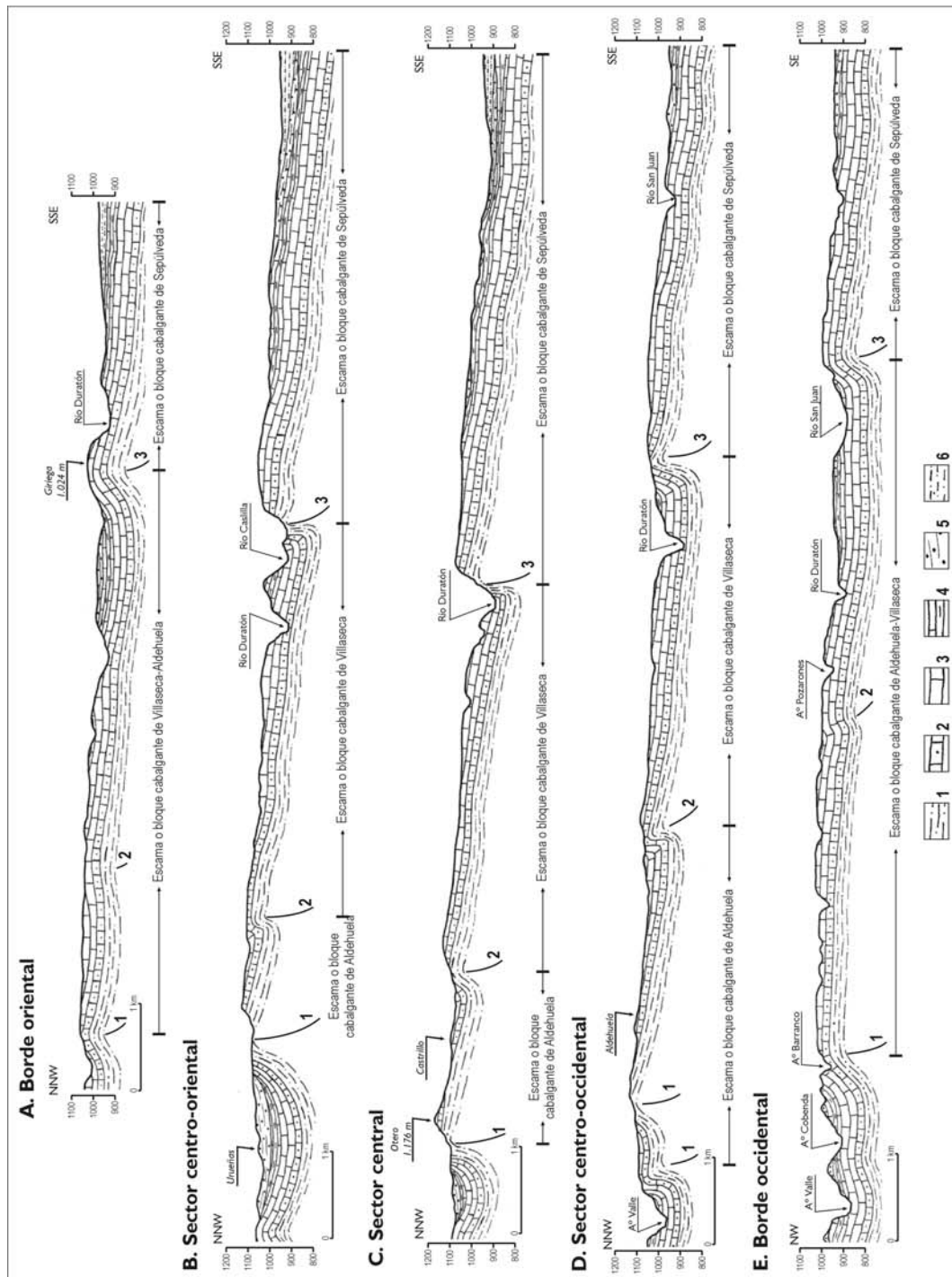


Fig. II.30. Cortes geológicos del Macizo calcáreo de Sepúlveda. A. Bordo oriental; B. Sector centro-oriental; C. Sector central; D. Sector centro-occidental y E. Bordo occidental.

Litología: 1. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, margas, dolomías y arcillas versicolores del Cretácico superior; 2. Dolomías y calizas del Cretácico superior;

3. Dolomías masivas del Cretácico superior; 4. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior; 5. Conglomerados calcáreos y arcillas rojas del Eoceno-Oligoceno. 6. Arenas y arcillas miocenas. **Tectónica:** 1. Cabalgamiento de Burgomillado-Valle de Tabladillo-Urueñas; 2. Cabalgamiento de Villaseca-Castrillo de Sepúlveda; 3. Cabalgamiento de Sepúlveda-Villar de Sobrepeña.

En definitiva el Macizo de Sepúlveda viene a significar, por un lado, la continuación hacia el Norte de la misma organización morfoestructural que se desarrolla en el piedemonte de Pedraza-Prádena -del que solamente está separado por una estrecha faja de materiales sedimentarios neógenos- y, por otro, el inicio de la morfoestructura de la Serrezuela de Pradales. En conjunto todas estas unidades responden a una misma secuencia tectónica de cabalgamientos, si bien los planos de cabalgamiento o fallas inversas que estructuran las escamas del Macizo de Sepúlveda han sido elevadas a menor altura que las que conforman las de los otras dos conjuntos. Este hecho ha permitido que las estructuras plegadas generadas por esta tectónica no hayan sido totalmente cepilladas o desmanteladas por los procesos erosivos, de modo que la personalidad morfoestructural del Macizo de Sepúlveda se caracteriza por un amplio afloramiento de la cobertera cretácica -y en menor medida paleógena- y un alto nivel de conservación de las estructura plegadas desarrolladas en ella. No obstante, los procesos de erosión diferencial, al atacar prioritariamente a los flancos septentrionales verticalizados, ha hecho que este relieve plegado haya evolucionado hasta presentar en la actualidad una configuración análoga en gran medida a un relieve monoclinal o en cuesta.



Foto II.8. Detalle del pliegue asociado al cabalgamiento o falla inversa de Sepúlveda en el sector de Giriego

II.3.3.3. Las formas del relieve del Macizo de Sepúlveda

El modelado del Macizo de Sepúlveda está condicionado por el peculiar marco morfoestructural descrito, pudiendo decirse que los procesos geomorfológicos, incluso la disección fluvial, han contribuido a resaltar el peso de dicho entramado tectónico en la configuración del relieve. Como consecuencia de ello son las formas estructurales, algunas de gran significado y muy bien conservadas, las que articulan la geomorfología del conjunto. Sobre éstas, dada la naturaleza fundamentalmente calcárea de los estratos aflorantes, presentan notable relevancia las formas de modelado kárstico, especialmente las depresiones cerradas o secas, y sobre todo las formas fluviales relacionadas con la instalación de una densa red de valles secundarios autóctonos afluentes a los valles de los principales ríos alóctonos que atraviesan el macizo.

Además, la desigual resistencia del roquedo ante la erosión realizada por los diferentes procesos se manifiesta, aunque de forma local y no muy representativa dada la básica homogeneidad litológica del área, en el modelado de relieves residuales (cerros de aspecto relativamente cónico y lomas de pequeñas dimensiones) y de rellanos o aplanamientos locales.

II.3.3.3.1. Las formas estructurales

La erosión diferencial, relacionada básicamente con la acción excavadora de los cursos fluviales, ha actuado sobre las estructuras plegadas de la cobertera modelando sobre ellas formas estructurales muy características. El ataque erosivo sufrido por las charnelas de los anticlinales se ha traducido en su vaciado y en la apertura de “combes” (como las de Sepúlveda y de Urueñas), cuyos flancos Norte que han quedado reducidos a alineaciones discontinuas de crestas o *hogbacks* de escaso relieve (conocidos en la zona como “picozos”), lo cual en líneas generales ha contribuido a reforzar el predominio geomorfológico de los flancos meridionales. Estos, que ocupan un espacio mayoritario, se presentan en conjunto como extensos monoclinales a modo de “cuestas”, ligeramente inclinadas hacia el S y SE. Concretamente, dentro del macizo es posible diferenciar la sucesión de al menos tres frentes de cuesta, que lógicamente están asociadas a las capas más duras de estos flancos meridionales de los pliegues.

El más septentrional de estos frentes se localiza en las proximidades de Aldehuela y Castrillo de Sepúlveda, algo al N de ambos pueblos. Su escarpe, adaptado a un estrecho banco de areniscas que se levanta unos 100 metros sobre la depresión anticlinal de Urueñas, forma una alineación de cierta continuidad longitudinal, que culmina a una altitud variable entre 1156 y 1130 m, si bien en su extremo oriental desciende progresivamente hasta los 1070 m. Por delante de este primer escarpe se desarrolla un talud de perfil cóncavo, corto -entre 200 y 400 m de anchura- y de acusada pendiente modelado sobre formaciones detríticas de la base del cretácico superior (conglomerados cuarcíticos, arenas y arcillas), que enlaza con el fondo de la referida combe de Urueñas, parcialmente rellenado por conglomerados calcáreos del Paleógeno. Alcanza ésta un notable desarrollo longitudinal, quedando enmarcada al N por retazos del flanco inverso de la flexión, que forman una pequeña sucesión de crestas y barras que apenas destacan unos metros sobre el indicado fondo.

A partir del frente descrito comienza el desarrollo del reverso de la primera cuesta, modelado inicialmente sobre la formación superior del cretácico detrítico (arenas y arcillas) y la inferior del cretácico carbonatado (dolomías tableadas y margas). Se encuentra bastante degradado y en su extremo occidental sobresalen por encima de él algunos cerros residuales labrados en estratos de mayor resistencia. El más significativo de

éstos es el cerro del Otero, que se levanta hasta los 1176 m -máxima altura de todo el macizo de Sepúlveda- y está coronado por dolomías y areníscas dolomíticas.

Esta formación litológica carbonatada, dura y competente, constituye el escarpe con que culmina, unos 800 metros al S del anterior en el sector centro-occidental y apenas a 200-400 en el occidental, un segundo frente de cuesta. Roto transversalmente por numerosos arroyos, se presenta éste como una alineación discontinua que se puede seguir unos 11 km entre el paraje de Barrio de Arriba en el extremo oriental, donde el frente culmina a unos 1070 m hasta el paraje de la Cruz de la Hurtada, en el occidental, donde alcanza los 1080 m. En algunos tramos aparece como una sucesión de retazos prominentes a modo de proas apuntadas al Norte separadas por boquetes o barrancos cataclinales.

A partir de este frente se desarrolla un dorso de cuesta que, más que adaptarse al techo de un solo estrato, corresponde a una superficie de arrasamiento suavemente basculada que corta o bisela las distintas formaciones estratificadas del complejo dolomítico masivo. Este reverso es bastante extenso en el sector occidental del macizo donde, aproximadamente desde el Monasterio de la Hoz hasta el embalse de Burgomillodo, se prolonga hasta el tramo final de la hoz del Duratón. En las proximidades de ésta y de los valles afluentes, su superficie pierde continuidad y se transforma en pequeños rellanos o aplanamientos locales, los cuales están en relación presumiblemente con el encajamiento y los cambios de trazado de estos cursos de agua. En la margen izquierda de la hoz este reverso recobra su carácter de superficie continua de arrasamiento mientras trunca las dolomías duras y masivas, pero se degrada con rapidez cuando se modela sobre la alternancia de dolomías y margas y los conglomerados calcáreos, al tiempo que pasa a estar parcialmente fosilizado por una cobertera de arenas cuaternarias. En el sector centro-oriental del macizo -en torno a Castrillo de Sepúlveda- la anchura del dorso de la cuesta se reduce apreciablemente al tiempo que pierde continuidad, presentándose como un conjunto de pequeños planos inclinados aislados por valles, los cuales terminan en la base del frente de otro de los relieves monoclinales del macizo de Sepúlveda, el de Villaseca.

Al igual que los frentes más septentrionales, este frente tiene un escarpe coronado por dolomías recrystalizadas y areníscas dolomíticas, cuya altitud varía ahora entre los 1084 y los 1139 m y que apenas destaca 10-15 metros sobre el dorso de la cuesta anterior, sirviendo de enlace entre ellos un talud corto y suave modelado sobre capas de dolomías y margas. Solamente se registra un mayor desnivel, en torno a los 20 m, cuando el pie de algunos sectores del frente (como ocurre en el paraje de Alto de Cejas-El Castillejo) afloran materiales detríticos del Cretácico: la más fácil erosión y evacuación de éstos sobre los que generalmente se modelan pequeñas depresiones, resalta el desnivel de los escarpes frontales.

A partir de ellos se desarrolla el extenso dorso del monoclinal de Villaseca, regularmente inclinado entre 5 y 10° hacia el valle del Duratón en el sector centro-occidental y hacia el valle

del río de la Hoz -afluente de aquél- en el oriental. Su continuidad sólo se rompe en su extremo SE donde aparecen varias cuestas desdobladas, cuyos frentes se labran en lechos de dolomías masivas, aunque rara vez se levantan sobre la superficie principal por encima de 5 m. Con esta excepción, en el conjunto de este reverso, de unos 4 km de anchura, las diferentes formaciones dolomíticas duras y resistentes se encuentran biseladas o cepilladas por una superficie de arrasamiento, por lo que aparece como una sucesión de fajas litológicas.

El borde meridional del reverso o dorso de la cuesta de Villaseca, en las inmediaciones del valle del Duratón, pierde rápidamente la configuración morfológica indicada, transformándose en una serie de replanos o aplanamientos locales y/o laderas suaves. Los primeros aparecen culminando las laderas de la margen derecha del valle del Duratón y se sitúan a alturas comprendidas entre los 1030 y 1045 m, presentando alguno cierta continuidad lateral; este es el caso del que se desarrolla entre el paraje El Lomo -por encima del meandro abandonado próximo a Sepúlveda- y las cercanías de Villaseca, que alcanza unos 4-5 km de largo. Por su parte, las laderas suaves forman el enlace del borde meridional del dorso con las vertientes propiamente dichas de la Hoz del Duratón; su pendiente, aún sin ser marcada, es mayor que la de los dorsos y sobre ellas aparecen de forma escalonada niveles fluviales colgados, que han de asociarse a las primeras fases de encajamiento del río.

Finalmente, el monoclinal más meridional es el que levanta su frente a alturas que van de 1050 a 1087 m entre Sepúlveda y el Villar de Sobrepeña y cuyo dorso, correspondiente al flanco meridional del pliegue de Sepúlveda, se extiende 4-5 km hasta quedar interrumpido por una estrecha franja sedimentaria neógena que ha servido de límite para separar en este sector el Macizo de Sepúlveda del Piedemonte de Pedraza-Prádena. En conjunto, este monoclinal o cuesta tiene un gran peso en el relieve del citado macizo, debido a que la mayor parte del trazado de las hoces abiertas por el encajamiento del río Duratón se localiza en el borde meridional del mismo. La acción erosiva realizada por este río sobre la estructura plegada se manifiesta en la presencia de un enérgico frente de cuesta encarado a su valle, que se puede apreciar con claridad desde el paraje de El Catarrillo, al NE del Villar de Sobrepeña, hasta el Alto de Redilón, al S de Sepúlveda. En este tramo está coronado por un fuerte escarpe vertical tallado en la dura y competente formación “dolomías recristalizadas y areniscas dolomíticas” y se muestra como una alineación continua de unos 3,5 km de largo, que se levanta entre 90 y 100 metros sobre un conjunto de rellanos y/o pequeños cerros estructurales que preceden al encajamiento del río en la hoz.

Este escarpe se desarrolla sobre un talud de acusada pendiente y relativamente complejo. Está modelado éste en su parte superior sobre la formación terrígena de la base del Cretácico superior, pero en su tramo inferior es bruscamente interrumpido por una alineación de crestas verticalizadas que corresponden a los retazos más o menos degradados del flanco septentrional del pliegue en rodilla de Sepúlveda. Estos “picozos”, a modo de agujas que llegan a destacar más de 20 m (paraje de La Tejera), enlazan rápidamente con la charnela

sinclinal del pliegue que se modela sobre calizas y margas, la cual a través de una suave rampa detrítica contacta con pequeños rellanos o replanos, modelados sobre dolomías masivas y relacionados ya con la actividad del río Duratón. Dado que ya forman parte del propio valle excavado por este río, serán analizados con mayor detalle más adelante, en el capítulo referente a la morfología fluvial.

Por su parte, el extenso dorso de esta cuesta correspondiente -como se ha indicado- al flanco meridional del pliegue de Sepúlveda se presenta como una amplia superficie arrasada, que suavemente se inclina hacia el S y SE manteniendo una pendiente entre 5 y 10°. En él se observa una sucesión de litofacies, dentro de la que las dolomías duras y competentes del complejo dolomítico masivo ocupan el sector septentrional, mientras que las calizas, margas y conglomerados calcáreos de la transición Cretácico-Paleogeno -cuya resistencia es notablemente inferior- aparecen en su borde meridional. La desigual resistencia de ambas litofacies se traduce desde el punto de vista morfológico en un modelado diferencial.

Así, en la parte N del dorso monoclinal se conserva aún reconocible con cierta nitidez la fisionomía de superficie arrasada, que se desarrolla en una estrecha franja de algo menos de 1,5 km, entre los 1080 y los 1060 m y con una inclinación escasamente apreciable (inferior a un 1°) hacia el S. Sin embargo, esta morfología plana y regular se pierde rápidamente en cuanto se pasa, en la parte S, a las litofacies más blandas del techo del Cretácico superior y la base del Paleógeno. La menor dureza de estos materiales, junto con la instalación de un conjunto de valles afluentes a los ríos San Juan, Caslilla y Duratón y el modelado de varias depresiones de origen kárstico, han degradado totalmente el sector meridional del reverso de esta cuesta. Solamente en las divisorias entre los ríos citados se conservan, como testigos de la superficie original de éste, numerosos relieves residuales escasamente destacados que están en relación con la presencia de bancos o lechos más duros o competentes. La altitud de estos cerros y lomas tabulares desciende progresivamente hacia el S, hasta quedar fosilizados por materiales miocenos a una altitud que oscila entre los 940 m en el extremo suroccidental y los 970-980 m en el suroriental.

A modo de conclusión, puede decirse que el Macizo de Sepúlveda está organizado o articulado desde el punto de vista de la Geomorfología estructural como una sucesión de tres monoclinales o cuestas, constituidos por frentes cortos, a veces desdoblados y en líneas generales poco levantados, y por reversos o dorsos amplios y extensos y suavemente inclinados. Estos últimos son los que ocupan una mayor extensión territorial y en ellos las diferentes capas del roquedo carbonatado aparecen biseladas o cortadas por una superficie de arrasamiento. No obstante, este carácter de área plana de cierta extensión y continuidad no se aprecia en todos los sectores debido a la ya indicada erosión diferencial y a la deformación sufrida por la indicada superficie: una deformación que viene indicada por la

disposición de las capas cretácicas, las cuales aparecen levantadas hacia el N y NW y regularmente inclinadas hacia el S y SE, así como hacia su extremos occidental y oriental.

II.3.3.3.2. Los aplanamientos o replanos locales

Como se ha indicado al describir las características de los monoclinales del Macizo de Sepúlveda, es posible reconocer sobre los dorsos de los mismos la presencia de replanos que parecen relacionarse con fenómenos de aplanamiento de escala local. Dichos replanos o rellanos no suelen presentar una continuidad lateral importante sino que por lo general tienen un reducido tamaño y están relativamente dispersos, pudiendo agruparse en función de la altitud a la que se localizan en una serie de niveles. Concretamente, dentro de un intervalo altitudinal próximo a los 150 m, se han distinguido cinco de estos niveles locales de aplanamiento.

a) Nivel de aplanamiento de 1060-1080 metros. A él pertenecen los rellanos más altos, que solamente aparecen sobre el dorso de cuesta o monoclinal de Sepúlveda en una estrecha franja de apenas 1,5 km de anchura que se reconoce con claridad en la margen izquierda del Duratón entre el Alto de Redilón y el paraje del Catarrillo donde se mantiene en torno a los 1080. Hacia el S, así como en los extremos de dicha franja, la altitud desciende ligeramente con una pendiente inferior a 1° hasta cotas próximas a los 1060 m.

b) Nivel de aplanamiento de 1030-1045 metros. A esta altitud se encuentra un conjunto de rellanos localizados en los bordes meridionales de los reversos de los monoclinales de Villaseca y de Castrillo de Sepúlveda-Aldehuela. Aparecen de forma más o menos paralela al curso del Duratón culminando las vertientes de la margen derecha de su valle y alguno de ellos presenta una notable claridad morfológica y una cierta continuidad lateral. Este es el caso del rellano que se desarrolla entre el paraje de El Lomo-barranco de Valhondo -por encima del meandro abandonado de la hoz- y el paraje de El Garrancho, al S de Villaseca; su longitud es de 4-5 km, tiene una anchura máxima en torno a los 1000 m y está ligeramente inclinado hacia el W y NW (sentido en el que va perdiendo continuidad). También aparecen pequeños replanos a esta altitud coronando las vertientes en ambas márgenes del río Caslilla junto a su confluencia con el Duratón, así como en la margen derecha del río de la Hoz. El cerro alargado a cuyo pie se asienta Sepúlveda, cuya superficie culminante se sitúa entre los 1032 y los 1042 m, se puede incluir igualmente en este nivel.

En líneas generales, estos niveles más altos se han relacionado con superficies de aplanamiento o de ablación kárstica (BULLÓN MATA *et al.*, 1978; ERASO *et al.*, 1980) desarrollados durante períodos de estabilización en los momentos iniciales de la instalación de la red fluvial, la cual parece que seguía entonces en este sector una dirección E-W. Encajándose sobre ellos se ha desarrollado una serie de replanos de reducida extensión longitudinal a partir de los que se pueden reconstruir otros niveles algo más bajos.

c) *Nivel de aplanamiento de 1020-1030 metros.* Los replanos pertenecientes a él se localizan básicamente en la margen derecha de la hoz del Duratón, de forma particular en dos sectores: el primero entre el Monasterio de la Hoz y la Ermita de San Frutos y el segundo entre el puente del Villar de Sobrepeña y el puente de Villaseca. En ambos enlazan directamente, por medio de un suave escalón (de unos 15° de pendiente) con rellanos que presentan ya un recubrimiento superficial de aluviones y son asimilable a terrazas fluviales. Ello apoya la idea de que podrían relacionarse con los momentos iniciales de la instalación de la red fluvial y, en concreto, de la apertura del valle del Duratón.

d) *Nivel de aplanamiento de 960-980 metros.* Su existencia se deduce de una serie de rellanos de reducidas dimensiones localizados prácticamente en el borde de la vertiente de la margen izquierda de la hoz del Duratón, entre las proximidades del Monasterio de la Hoz, donde culminan a 965 m, hasta la presa del embalse de Burgomillodo, donde lo hacen a 980 m. Estos estrechos replanos enlazan de forma insensible con el extremo occidental del reverso de cuesta del monoclinal de Aldehuela-Castrillo de Sepúlveda, que de forma suave se inclina en esa misma dirección hasta quedar fosilizado entre las localidades de Fuenterrebollo y Navalilla bajo el manto de arenas eólicas, dando paso a la extensa unidad de la Tierra de Pinares, cuya altitud en este sector se sitúa entre 900 y 925 m.

e) *Nivel de aplanamiento de 930-950 metros.* A esta altitud culminan una serie de cerros o pequeñas mesas situados en los bordes oriental y suroccidental del monoclinal de Villaseca. Se localizan en concreto en una franja entre la margen izquierda de la Hoz del Duratón, en el sector de la ermita de N^a S^a de La Calleja, y el tramo final del valle del río San Juan; desde su confluencia con aquél se extienden hasta los núcleos de Fuenterrebollo, Sebúlcór y Aldeosancho. Se desarrollan principalmente sobre conglomerados calcáreos oligocenos y enrasan -aunque a veces están parcialmente fosilizados- con el manto de arenas eólicas cuaternarias y/o las formaciones detríticas miocenas, que se extienden sin solución de continuidad formando el relleno de este sector de la cuenca de Cantalejo.

La diferenciación de estos dos últimos niveles altitudinales se ha realizado mediante un análisis muy detallado, aunque ambos podrían incluirse en un solo nivel que enrasaría con la campiña modelada en el interfluvio Duratón-Cega en el sector de Cantalejo, donde la altitud oscila normalmente entre los 930 y los 980 m.

II.3.3.3.3. Las formas de modelado kárstico

Cuando se analizó la morfología kárstica desarrollada en el piedemonte calcáreo de Prádena se pusieron de relieve las limitaciones que los procesos de meteorización ligados a la disolución kárstica encuentran cuando atacan el sustrato dolomítico, así como el condicionamiento estructural que supone que los estratos de este roquedo se encuentren ligeramente basculados. Todo ello facilita una escorrentía subsuperficial y una rápida

infiltración del agua, que dificulta el desarrollo de una mayor variedad de modelados kársticos, especialmente de depresiones cerradas típicas (dolinas, uvalas, etc) y de lapiares.

Por estas mismas razones, la variedad y diversidad de las formas kársticas que aparecen en el macizo de Sepúlveda (exceptuando las modeladas en las paredes o escarpes de los cañones principales) están restringidas a unos pocos tipos y además no presentan una gran evolución. Modeladas básicamente sobre la superficie de los reversos y al pie de los frentes de las cuestas, su morfología de detalle es prácticamente idéntica a la que se desarrolla sobre la del piedemonte calcáreo de Prádena.

Las más interesantes y frecuentes de estas formas son pequeñas depresiones muy poco marcadas, con un fondo plano de escasa profundidad enmarcado por “laderas” muy suaves, que presentan mayor extensión que profundidad y cuyo rasgo común o particular es su apertura, siendo drenadas hacia valles secundarios. Su localización no es aleatoria, sino que está en relación con factores litológicos y estructurales: una parte de ellas están formadas a expensas de los afloramientos de materiales dolomítico-margosos y otras se encuentran en el contacto entre formaciones litológicas de resistencia contrastada; finalmente, algunas se ubican en la base de los frentes de cuesta.

Las depresiones relacionadas con la menor resistencia de los bancos donde alternan tramos dolomítico y margosos constituyen un conjunto situado principalmente en el borde meridional del dorso del monoclinal de Sepúlveda, aunque también hay algunas acogidas en el extremo occidental del monoclinal de Castrillo de Sepúlveda-Aldehuela, en las inmediaciones de Hinojosas del Cerro. El modelado de estas depresiones, que probablemente en el inicio de su evolución estaban cerradas, parece estar relacionado con la disolución de los tramos dolomíticos aflorantes, la cual resulta pronto frenada por la presencia de los tramos margosos: ello bloquea su desarrollo en profundidad y, por contra, favorece su extensión lateral. Posteriormente, dada la inclinación suave de las capas, comienzan rápidamente a drenar, formando la cabecera de incipientes cursos de agua que en momentos posteriores pueden ser capturadas por ejes de drenaje de mayor importancia. En otras ocasiones, parecen pequeñas ampliaciones laterales desarrolladas en algún tramo de los valles secundarios cuando atraviesan un sustrato dolomítico más soluble.

Por su parte, las depresiones desarrolladas en el contacto entre litologías de naturaleza y competencia contrastada se caracterizan por su importante desarrollo longitudinal y se localizan en el extremo occidental del monoclinal de Castrillo de Sepúlveda-Aldehuela. Una de ellas, modelada en el contacto entre las dolomías masivas y las alternancias de dolomías y margas e incluso en los conglomerados calcáreos, aparece en la margen izquierda de la hoz del Duratón. Se trata de una depresión que alcanza una longitud de algo más de 3 km y una anchura de unos 200-400 m y que luego se prolonga a favor del eje sinclinal asociada al cabalgamiento de Burgomillado-Valle del Tabladillo. Su fondo,

parcialmente recubierto de arenas eólicas, está enmarcado por laderas normalmente suaves que sólo adquieren una acusada pendiente cuando están culminadas por conglomerados calcáreos.

Finalmente, el grupo de depresiones localizadas al pie de los frentes de cuesta se integran en típicos surcos ortoclinales, que se han desarrollado dentro del sistema de cuestas dobles o desdobladas del sector de Aldehuela-Castrillo de Sepúlveda. Presentan una cierta entidad y desarrollo y su evolución está en relación con la progresiva adaptación de la red fluvial a relieves monoclinales controlados por la presencia alternante de capas duras y blandas. La escorrentía superficial proveniente del reverso de la primera cuesta tiende a acumularse y retenerse al pie del frente de la segunda, comenzado entonces la formación y desarrollo de depresiones por disolución kárstica sobre las dolomías tableadas y margas. Al mismo tiempo, en este frente se instalan cursos anaclinales -no muy eficaces dado el poco desnivel de éste-, al tiempo que se forman numerosos cursos cataclinales sobre su dorso. En un momento dado al progresar la erosión remontante, estos cursos terminan por abrir boquetes cataclinales que rompen la continuidad de los escarpes de los frentes, capturando estas iniciales depresiones y la escorrentía de la primera cuesta. Pero, en ocasiones estos cursos de agua cataclinales no han terminado de atravesar y romper totalmente el frente de la cuesta y capturar así las depresiones (que dan la sensación de haber sido decapitadas por un levantamiento tectónico posterior a su apertura). En todo caso, este proceso de captura debió de ser rápido, pues evitó el desarrollo lateral de éstas que hubiera dado lugar a la formación de una amplia depresión ortoclinal paralela al frente de la segunda cuesta. Posiblemente, esta rápida erosión remontante de los cursos cataclinales se debió a la instalación en el dorso de la cuesta exterior (o segunda cuesta) del afluente ortoclinal autóctono más importante del río Duratón, el arroyo del Barranco. Este arroyo, que desemboca en el Duratón en la cerrada del embalse de Burgomillado pudo acelerar la erosión de sus afluentes, y concretamente la de estos cursos cataclinales.

Pero las formas kársticas más generalizadas en la superficie de los dorsos de las cuestas o monoclinales del Macizo de Sepúlveda son los lapiares, prácticamente idénticos a los que se desarrollan sobre la del piedemonte calcáreo de Prádena y que, al igual que en él aparecen rotos o desmantelados tanto por el progreso de la disolución kárstica como por acciones mecánicas (relacionadas con la gelifracción en periodos más fríos que los actuales) e incluso por la propia acción del hombre al ampliar las tierras de labor. En todo caso, aunque de forma ocasional pueden aparecer pequeños enclaves de lapiaz relativamente conservado -muy superficiales y de sólo unos pocos metros cuadrados de extensión-, el elemento que domina en el paisaje es una extensa y homogénea superficie cubierta por una profusa “lastra” o pedregal producto de la destrucción de un primitivo lapiaz en nido de abeja y almohadillado



Foto II.9. Cerro El Otero (1.176 m), que constituye la máxima elevación del frente o monoclinal de Aldehuela

Foto II.10. Vista general del dorso del monoclinal de Villaseca



Foto II.11. En primer término, se aprecia el nivel de aplanamiento de 1030-1045 m; al fondo, el frente del monoclinal de Sepúlveda, en cuya culminación se labra el nivel de aplanamiento de 1060-1080 m

II.3.3.3.4. El modelado relacionado con la red fluvial autóctona

Como se ha puesto de manifiesto, el relieve del Macizo de Sepúlveda está controlado fundamentalmente por la estructura tectónica, articulándose en una serie de monoclinales o cuestas. Y es en el marco morfoestructural constituido por éstas donde se ha instalado una red de cursos de agua autóctonos cuyo trazado se adapta a este relieve pero que también están condicionados o supeditados a los ríos principales de carácter alóctono que atraviesan el área, entre los que el Duratón ostenta el máximo rango.

Este río atraviesa el macizo con una dirección general E-W, dividiéndolo prácticamente en dos partes o unidades: el sector meridional, que coincide con el monoclinal de Sepúlveda y es drenado por sus afluentes alóctonos el Caslilla y el San Juan, a los cuales afluyen un conjunto de cursos cataclinales; y el sector septentrional, que está básicamente avenado por una densa red secundaria constituida por cursos afluentes autóctonos cuyo trazado se adapta a los relieves monoclinales de Aldehuela-Castrillo de Sepúlveda y de Villaseca. Solamente en el borde suroriental de este último monoclinal se encaja el río de la Hoz, que recibe las aguas de varios arroyos (A° Seco, A° del Bálsamo, A° de la Vegas, A° de los Navares, A° de Santa María de los Regueros, etc.) que tienen su cabecera en los relieves más elevados del frente principal de la Serrezuela de Pradales.

En concreto, el río Duratón comienza a adentrarse en el macizo en el borde suroriental del monoclinal de Sepúlveda a la altura de Giriega, donde con una dirección SE-NW y tras un corto recorrido atraviesa la flexión de Sepúlveda. A partir de este momento adopta un trazado ENE-WSW paralelo al eje de esta flexión, encajándose en el borde S del monoclinal de Castrillo de Sepúlveda y -desde el puente de Talcano hasta la altura del Villar de Sobrepeña-, también sobre la charnela de la citada flexión o pliegue en rodilla, cuyo flanco N está parcialmente desmantelado. A partir de Sepúlveda el valle comienza a desplazarse ligeramente hacia el NNW, ajustándose el rumbo general E-W. Finalmente, el valle adopta una dirección SSE-NNW aproximadamente a la altura de la Presa de La Molinilla-Meandro de Nuestra Señora de La Calleja, similar a la que presentaba al iniciar su encajamiento sobre el macizo de Sepúlveda, y abre su valle sobre el sector occidental del monoclinal de Hinojosas del Cerro hasta el núcleo de población de Burgomillado.

De este modo el sector meridional del Macizo de Sepúlveda, situado al S del valle del Duratón, coincide básicamente con el interfluvio San Juan-Caslilla y es en él donde ambos ríos, paralelos durante todo su recorrido a una distancia entre 5 y 7 kms divergen y alcanzan su mayor separación: la Presa del Barrio marca la mayor distancia entre los dos ríos citados, que alcanza alrededor de 11 kilómetros. A partir de este punto un cambio de dirección del río San Juan, el cual adopta un rumbo SSW-NNE adaptándose en cierto modo a la terminación noroccidental de la flexión de Sepúlveda, vuelve a aproximar a ambos cursos hasta hacerlos confluir en el Puente de Villaseca, en el extremo suroccidental del monoclinal del mismo

nombre. Por su parte, el río Caslilla atraviesa el sector oriental del Macizo siguiendo la misma dirección que traía al abandonar la cuenca sedimentaria (SSE-NNW) y sólo a la altura de Sepúlveda, un poco antes de su confluencia con el Duratón (en la antigua Fabrica de la Luz), adopta un rumbo ESE-WNW.

El trazado de estos cursos principales, que atraviesan el macizo de Sepúlveda modelando sobre su roquedo calcáreo unos valles cuyos rasgos morfológicos son los típicos de los “cañones” u “hoces”, ha condicionado, junto con el relieve estructural en cuestras, la organización de la red de arroyos afluentes que drenan el área. Esta red, a la que se ha llamado secundaria para diferenciarla de la compuesta por los cursos principales – cuyo análisis geomorfológico será abordado con mayor detalle en los próximos capítulos-, se ha establecido en su práctica totalidad a favor de los reversos o dorsos de las cuestras, encajándose en ellos y abriendo un conjunto de pequeños valles también con morfología en “cañón”, actualmente secos y disfuncionales salvo en episodios circunstanciales relacionados con tormentas, durante los cuales la escorrentía generada puede fluir torrencialmente y formar importantes conos de deyección sobre el fondo aluvial de los valles principales. En líneas generales estos valles secundarios casi permanentemente secos suelen presentar en su comienzo unos fondos planos -o, con menos frecuencia, en cunamen marcados por vertientes regularizadas y relativamente suaves; como consecuencia de la mayor humedad retenida en ellos, estos fondos han sido objeto de un dilatado aprovechamiento agrícola, tal como lo atestigua la presencia de numerosas parcelas abancaladas, algunas de las cuales aún siguen siendo cultivados. Sin embargo, el encajamiento más rápido de los ríos principales ha repercutido en la morfología del fondo de estos valles afluentes, que para adecuarse al nivel de base creado por aquellos se han debido de encajar profundamente, transformándose en la mayor parte de su recorrido en surcos angostos con un perfil transversal en “uve” (ERASO *et al.*, 1980) constreñidos por laderas abruptas jalonadas por fuertes escarpes escalonados. De este modo se ha modelado un alto número de pequeñas “hoces” afluentes, alguna de las cuales puede alcanzar los 60-80 m de profundidad en las proximidades de su desembocadura en el Duratón, el San Juan o el Caslilla, donde muestran un perfil longitudinal escalonado con frecuentes rupturas de pendiente, sobre las que las aguas -cuando circulan- forman pequeñas cascadas.

Pero muchos de estos valles no presentan ni siquiera este brusco enlace con los fondos de los valles principales, sino que quedan colgados sobre ellos. Este fenómeno, que se observa especialmente a lo largo de las Hoces del Duratón, puede estar relacionado con fases marcadas por un rápido incremento en el ritmo neto de encajamientos de este río, lo cual parece haber imposibilitado una incisión de igual magnitud de los valles afluentes, dado que recogen un menor caudal y que parte de él se pierde por infiltración. Pero también es un factor a tener en cuenta, quizá el más importante, el desarrollo de los meandros encajados de las Hoces: puede observarse en este sentido cómo en los tramos más o menos rectilíneos de ésta los valles afluentes (a excepción de los que tienen un

recorrido muy corto) han podido excavar hasta enlazar con el fondo aluvial a través del perfil accidentado antes descrito; por el contrario en los tramos donde se suceden meandros encajados la evolución y extensión de éstos han terminado por capturar o destruir el tramo final de algunos de estos valles afluentes. Así el fondo de lo que queda de ellos aparece colgado entre 40 y 60 metros respecto al fondo aluvial de las Hoces del Duratón, como se puede apreciar, por ejemplo, en el meandro de La Tejera-El Parral, en las proximidades del Monasterio de la Hoz.

Este proceso que se podría denominar de “captura por extensión de meandro” no sólo ha afectado al tramo final de los valles secundarios, sino que en ocasiones se ha producido en el tramo intermedio de alguna de estas hoces afluentes, quedando éstas partidas en dos, tal como ha sido puesto de manifiesto por DIEZ HERRERO *et al.*, (1996). Un claro ejemplo de ello -analizado por el autor citado- puede observarse en el arroyo de Valdepuerco, cerca de la Ermita de San Frutos, donde el crecimiento del meandro anterior al de donde se localiza esta Ermita (meandro de Santa Engracia), terminó por capturar un antiguo meandro que trazaba a su vez este arroyo afluente, quedando como una “doble ventana” que se corresponden con las secciones del valle decapitadas. La “ventana inferior” se corresponde con el tramo de valle situado en el sector del Angosto, cuya cabecera ha sido cercenada o rota, apareciendo como un pequeño tramo de valle disfuncional y colgado unos 60 metros respecto a las Hoces del Duratón. Por su parte, “la ventana superior” constituye actualmente la nueva desembocadura del arroyo de Valdepuerco, también colgada respecto al fondo de la hoz, pero en cuyo tramo final el perfil de su fondo plano muestra una incipiente transformación hacia un fondo de incisión lineal en un intento de salvar la diferencia de altura con el nivel de base. Aunque esta captura del arroyo de Valdepuerco por la extensión de un meandro del río Duratón es la más clara y espectacular, hay otros buenos ejemplos en la proximidades de Sepúlveda y Santa Cruz. En estos parajes, el meandro encajado que describe el Duratón frente a La Virgen de la Peña está a punto de capturar un meandro del arroyo de Valdeherrerros, sólo separado por poco más de 50 m; incluso, este mismo arroyo, que vierte al Duratón en la localidad de Santa Cruz, captura aguas arriba de este punto a otro valle afluente que discurría inicialmente de forma paralela.

Así pues, la red secundaria asociada a los ríos principales está formada por una densa red de valles, actualmente secos de forma casi permanente, muchos de los cuales han quedado colgados sobre las grandes hoces, mientras que otros descienden de forma brusca definiendo pequeñas cascadas hasta que alcanzan el fondo de estos profundos valles. Dicha red se desarrolla principalmente, como se ha dicho, a favor de los reversos de cuesta o de los monocinales de Aldehuela-Castrillo de Sepúlveda, Villaseca y Sepúlveda y es posible clasificarla en función de su adaptación a este relieve estructural.



Foto II.12. Valle seco enmarcado por vertientes más o menos regularizadas y un fondo plano, que se encuentra abancalado

Foto II.13. Captura del barranco de Valdepuerdo por la extensión de un meandro en las Hoces del Duratón



Foto II.14. Captura de un valle seco por la extensión de l meandro de El Parral



Foto II.15. Detalle de un barranco colgado

II.3.3.3.4.1. Cursos ortoclinales o subsecuentes de largo recorrido

Puede decirse que los únicos cursos ortoclinales autóctonos se han instalado en el pasillo formado entre el dorso de Aldehuela-Castrillo de Sepúlveda y el frente del monoclinal de Villaseca. En este sector se han abierto dos cursos de cierta entidad con direcciones opuestas, cuya divisoria, localizada al E de Castrillo de Sepúlveda, coincide con el eje central más elevado, que caracteriza a la estructura semidomática o abombada de estos monoclinales. El más destacado es el arroyo del Barranco, que constituye el afluente más importante del río Duratón, desembocando en él junto a la presa de Burgomillado. Este arroyo ha abierto un valle de unos 10 km de longitud, al cual afluyen numerosos cursos cataclinales, que recorre perpendicularmente el borde suroccidental del dorso citado con una trayectoria ENE-WSW en un primer tramo y luego, antes de confluir con el Duratón, se encaja profundamente y gira, tomando una dirección NNW. Por su parte el borde suroriental de este dorso es drenado por varios cursos, que inicialmente presentan una dirección W-E para posteriormente atravesar el reverso de la cuesta de Villaseca, tomando un rumbo NW-SE y N-S, y confluir finalmente con el río de la Hoz.

II.3.3.3.4.2. Cursos cataclinales o consecuentes de mediano recorrido

Estos cursos o arroyos que tienen su cabecera en las proximidades de la culminación de los dorsos de las cuestas definen una red relativamente bien organizada y jerarquizada. En el monoclinal de Aldehuela-Castrillo de Sepúlveda destaca el conjunto de cursos cataclinales que vierten al arroyo del Barranco, al que se acaba de hacer referencia. Por su parte, el reverso del monoclinal de Villaseca aparece densamente disecado por una bien organizada red de cursos consecuentes, dentro de la que pueden distinguirse dos sectores, cuya divisoria parece coincidir con el tramo de cuesta más elevado, situado en la Fuente de Travacuervos:

- En el sector oriental los cursos de agua atraviesan el reverso del monoclinal de Villaseca, abriendo valles relativamente encajados, con una longitud media de 5 km y según una dirección NNW-SSE (arroyo de las Canalejas, Arroyo de Valdeherreros, arroyo de Peñaladrada, etc.), los cuales vierten directamente sin cambiar de dirección al río Duratón -en el tramo anterior a su confluencia con el Caslilla- y al río de la Hoz.

- En el sector occidental, por su parte, los cursos de agua instalados definen un trazado algo más complejo. Así, los que tienen su cabecera entre la fuente de Travacuervos-Alto de Cejas y las proximidades de Villaseca muestran una dirección inicial NNE-SSW o NE-SW tendiendo a confluir formando unos el arroyo del Barranco o de la Perdida y otros el de Los Pozarrones o de Villaseca, los cuales presentan en un primer tramo un trazado E-W, paralela al valle del Duratón. Este trazado es más evidente y significativo en el arroyo de la Perdida, cuyo tramo inicial tiene carácter

subsecuente y se modela encajado en el aplanamiento de gran perfección que aparece separando este valle y las Hoces del Duratón.

Presumiblemente, el encajamiento de la red hidrográfica sobre el macizo de Sepúlveda comenzó con la instalación de cursos subsecuentes con una dirección E-W en las proximidades de los bordes meridionales de los reversos de las cuestas, de modo que los cursos consecuentes vertieron hacia éstos. Esta interpretación podría explicar al menos en el sector occidental del reverso de la cuesta de Villaseca, por un lado, el desarrollo del aplanamiento a que se acaba de hacer referencia (relacionado, por tanto, con un periodo de estabilización de la red fluvial) y, por otro, la inexistencia de valles (a excepción de los de muy corto recorrido) que desemboquen directamente al Duratón en el tramo de Hoz entre su confluencia con el Caslilla y el puente de Villaseca.

Sin embargo, en un determinado momento de la evolución de estos valles se dan unas condiciones favorables para que su trazado cambie bruscamente, pasando a tener un rumbo N-S, que se mantiene hasta su desembocadura en el sector del puente de Villaseca y aguas arriba del meandro de la Ermita de Nuestra Señora de la Calleja. Así, los valles de La Perdida y de los Pozarrones, tras un recorrido total de 8 y 6 km respectivamente, modelan en este tramo final valles angostos, bastante encajados y con una profundidad en torno a 50-60 m que les permite salvar el nivel de base impuesto por fondo de la hoz. No obstante es difícil precisar las causas del cambio tan brusco tanto en su trazado como en su perfil longitudinal. Podrían esgrimirse factores tectónicos relacionados con reajustes recientes de las escamas o bloques, pero no hay razones sólidas para ello y existen datos y observaciones que pueden explicar el cambio en el trazado de estos dos valles afluentes sin aludir a la geodinámica interna.

Por un lado, tanto el valle de la Perdida como el de los Pozarrones afluyen a la Hoz del Duratón, encajada en este tramo en el borde suroccidental del monoclinal de Villaseca, y, como ya se ha indicado en varias ocasiones, los extremos laterales de los monoclinales están desde un punto de vista estructural menos levantados que los sectores centrales y es muy posible que el relleno mioceno, que fosilizó ampliamente el macizo de Sepúlveda, perdurara más tiempo en estos sectores marginales más bajos o deprimidos. Y por otro, este segmento de las Hoces del Duratón ha experimentado un notable desplazamiento o migración lateral de su fondo, como lo atestiguan varios niveles de terrazas localizados en una de sus vertientes; además -y como es lógico- esta migración lateral se refleja un menor encajamiento o profundidad del valle, cuyas paredes a veces no superan los 15-30 metros de desnivel. De este modo es plausible pensar que el propio desplazamiento de la Hoz hacia el SW y el S pudo condicionar y modificar el trazado de los dos importantes valles afluentes citados.

Finalmente, en el dorso de la cuesta de Sepúlveda los cursos de agua se han establecido principalmente en su borde meridional, coincidiendo con el sector más degradado en el que

afloran litofacies dolomítico-margosas y conglomerados calcáreos. Los valles abiertos por los cursos de mayor envergadura vierten al río San Juan y al río Caslilla, localizándose las cabeceras de éstos en el contacto entre las formaciones compactas del complejo dolomítico masivo con las más blandas que se acaban de indicar sin que en ningún caso estos arroyos lleguen a iniciarse en el frente del monoclinal.

II.3.3.3.4.3. Cursos cataclinales o consecuentes de corto recorrido

La mayoría de ellos se han encajado sobre las laderas degradadas que enlazan los bordes de los dorsos de las cuestas con las vertientes o taludes propiamente dichos de la Hoz del Duratón. Su origen y desarrollo morfológico parecen estar relacionados con la explotación de las diaclasas o fracturas verticales que afectan al roquedo de los escarpes de dicha hoz. Aprovechando las facilidades que de ellas se derivan, los procesos erosivos pueden generar pequeñas cuencas que comienzan a concentrar el agua, de cuyo flujo se deriva una progresiva incisión remontante. Los valles resultantes de ella, bastante numerosos pero de muy corto recorrido, se encuentran en su mayor parte colgados respecto al lecho actual del río Duratón y presentan una dirección N-S cuando se desarrollan en el tramo de hoz con un trazado E-W (desde Sepúlveda hasta el Meandro de la Ermita de Nuestra Señora de la Calleja), mientras que cuando este cambia a SE-NW (desde este punto hasta la Presa de Burgomillado) estos valles secundarios adoptan una dirección NE-SW.

II.3.3.3.4.4. Cursos obsecuentes o anacinales

Estos cursos que fluyen en sentido contrario al buzamiento de los estratos apenas se han desarrollado en los frentes de las cuestas del macizo de Sepúlveda debido a que éstos por regla general no presentan un fuerte desnivel ni tienen un desarrollo capaz de alimentar un red importante de cursos obsecuentes. Tan sólo tienen cierta relevancia los cursos que se han establecido en el frente del monoclinal de Sepúlveda, que se levanta de forma enérgica unos 90-100 metros sobre el borde meridional del dorso del monoclinal de Villaseca. De forma mayoritaria estos cursos han abierto sus valles en torno al Villar de Sobrepeña y afluyen tanto hacia el río Duratón como hacia el San Juan. Se trata de valles, algunos bastante profundos, excavados a favor de las dolomías y margas y de los niveles detríticos, que constituyen respectivamente las formaciones de techo y de base del Cretácico superior.

Algunos de ellos, concretamente los de mayor recorrido (el arroyo de Valdemuelas y el arroyo de Valdepino, junto al Villar de Sobrepeña, y el arroyo que drena al Caslilla en torno a Sepúlveda), se han desarrollado inicialmente en el reverso de la cuesta aunque en las inmediaciones de su frente, apareciendo como cursos paralelos a éste. Pronto giran y adoptan un trazado S-N, rompiendo dicho frente y prolongándose como cursos obsecuentes, alguno de los cuales (el arroyo de Valdemuelas) se encaja además profundamente antes de enlazar con la Hoces del Duratón.

Hasta aquí se han explicado y descrito los principales rasgos de la morfología del macizo de Sepúlveda: un relieve que, como se ha visto, está condicionado por su marco litológico y estructural así como por la presencia superficies de arrasamiento inclinadas. Sin duda, son las grandes morfoestructuras correspondientes a los flancos meridionales de los pliegues las que articulan el relieve en una serie de cuevas o monoclinales donde se combinan unos frentes cortos, a veces desdoblados y en conjunto poco vigorosos, y unos reversos o dorsos amplios y suavemente inclinados, cuya superficie inicialmente arrasada está disecada por una densa red de cursos que se adaptan a este relieve estructural. Es evidente, de otro lado, que la naturaleza litológica, su resistencia y su distribución, controla el modelado de detalle. Las diferentes litofacies, que se reparten y distribuyen a modo de fajas como consecuencia del arrasamiento generalizado, permiten observar cómo los frentes de cuesta se labran en bancos duros constituidos por dolomías recristalizadas y areniscas dolomíticas; cómo la mayoría de las depresiones kársticas se modelan sobre formaciones que incluyen una alternancia de dolomías y margas; y cómo la superficie arrasada, aunque deformada, de los reversos de las cuevas se conserva relativamente bien cuando se modela sobre las dolomías masivas, pero se degrada rápidamente cuando lo hace sobre esta alternancia de dolomías y margas y sobre los conglomerados y arcillas que bordean el macizo de Sepúlveda.

La superficie de arrasamiento que, como se ha dicho, corta y bisela las diferentes capas del roquedo carbonatado se prolonga y parece enlazar con la que constituye el piedemonte de Pedraza-Prádena. A escala regional esta superficie es reconocible y se desarrolla entre aproximadamente los 1050 y los 1200 m, pero en detalle, ni en el piedemonte –en especial en el calcáreo– ni en el macizo de Sepúlveda, se la aprecia actualmente con claridad y continuidad, ya que sobre ella se desarrollaron importantes procesos de karstificación e incisión fluvial.

En líneas generales, sobre el relieve del Macizo de Sepúlveda, los ríos alóctonos, cuyo arteria principal es el Duratón, junto a sus afluentes el San Juan, el Caslilla y el de la Hoz, han modelado unos valles semejantes a los que labran sobre las bandas calcáreas del piedemonte de Pedraza-Prádena, es decir sus rasgos morfológicos son típicos de los “cañones” u “hoces”. No obstante, es en este macizo, concretamente en las denominadas Hoces del Duratón, donde este modelado alcanza su máximo desarrollo y espectacularidad.

II.3.4. EL BORDE SURORIENTAL DE LA CUENCA DEL DUERO

El sector de cuenca estudiado en este trabajo ocupa un reducido ámbito en la porción oriental de la denominada “prefosa segoviana”, es decir el sector de la Cuenca del Duero ubicado entre el Sistema Central y la alineación de bloques cabalgantes más bajos, y más o

menos continuos, que aparecen entre 20-10 km al Norte de este gran conjunto montañoso, rompiendo la continuidad de esta depresión terciaria.

En concreto el área estudiada incluye la parte de este sector enmarcada, al Sur, por los relieves del piedemonte del Guadarrama oriental y Somosierra, en el sector de Prádena y Riaza, y por los del Macizo de Sepúlveda-Serrezuela de Pradales, al Norte. Estas dos unidades morfoestructurales, que presentan numerosos rasgos afines tanto en su configuración geomorfológica general como en su modelado de detalle, constituyen en conjunto una misma unidad morfotectónica, cuya continuidad está rota sólo en superficie por esta estrecha faja de materiales neógenos o subfosa marginal alargada con una dirección SW-NE, que ha sido denominada recientemente “cuenca periférica de Sepúlveda-Ayllón” (FERNÁNDEZ MACARRO *et al.*, 1988, BUSTILLO *et al.*, 1989; ARMENTEROS *et al.*, 1995). Dentro del territorio correspondiente a esta cuenca periférica, drenada por los ríos Duratón y Riaza, no se estudiará con detalle nada más que el sector más occidental, correspondiente a la cuenca hidrográfica del primer de los dos ríos citados, al que vierten cursos alóctonos que tiene su nacimiento en las estribaciones del Guadarrama Oriental-Somosierra (el San Juan, el Caslilla, el propio alto Duratón y el Serrano). A dicho sector más detalladamente analizado se le ha denominado en este trabajo “cuenca de San Pedro de Gaillos-Perorrubio-Castillejo de Mesleón”.

Conforme a lo expuesto, este epígrafe se ha articulado en dos apartados: en el primero se realiza, basándose fundamentalmente en la bibliografía existente, una síntesis de la evolución morfosedimentaria de la cuenca periférica en su conjunto; y en el segundo se analiza y explica el modelado desarrollado sobre las formaciones detríticas aflorantes en el área de estudio, es decir en la mencionada cuenca de San Pedro de Gaillos-Perorrubio-Castillejo de Mesleón; un modelado que está ya básicamente relacionada con el encajamiento y evolución de la red fluvial cuaternaria.

II.3.4.1. La evolución y la organización morfosedimentaria del relleno Neógeno en la cuenca de Sepúlveda-Ayllón

Como se señaló, a partir de la actuación de los campos de esfuerzos alpinos se produce la diferenciación progresiva del Sistema Central y de la cuenca del Duero. El desmantelamiento y erosión de los bloques levantados del primero y la sedimentación de los materiales resultantes en la segunda, mediante la instalación de sistemas de abanicos aluviales y canales fluviales asociados, da lugar a una compleja evolución tectono-sedimentaria que tiene como consecuencia el relleno detrítico de las cuencas y el recubrimiento de los bloques menos elevados de la base del sistema montañoso.

Concretamente en la cuenca marginal o subfosa de Sepúlveda-Ayllón, que funcionó durante el Neógeno como una cuenca interior cerrada encajada entre los relieves elevados del Guadarrama oriental y Somosierra-Ayllón y los del Macizo de Monterrubio (ARMENTEROS *et al.*, 1995), las características litoestratigráficas de los materiales, su extensión y distribución, permiten diferenciar varios episodios o ciclos principales de actividad tectónica y sedimentación, que, tal como se explicó en el capítulo de la litología, corresponden al Cretácico superior-Paleoceno, al Eoceno medio-Mioceno inferior, al Mioceno medio-Mioceno superior y al Mioceno superior-Plioceno (o al Plio-pleistoceno). La sedimentación perteneciente al primero, sin apenas manifestación cartográfica en el área de estudio, se limita a algunos depósitos que aparecen localmente al N de Siguero. El segundo ciclo se corresponde con las primeras manifestaciones tectónicas de la compresión alpina, que se traducen en un abombamiento generalizado y la aparición de incipientes elevaciones en el ámbito del Sistema Central; los depósitos correlativos a esta inicial deformación son unidades sedimentarias formadas por conglomerados calcáreos y niveles de arcillas, que se corresponderían con la erosión parcial de las series cretácicas que recubrían entonces los materiales del zócalo. También estos materiales ocupan una reducida extensión cartográfica y además están afectados por las pulsaciones tectónicas principales de la orogenia Alpina. De esta forma, el relleno y colmatación de esta cuenca se realizó fundamentalmente a partir de esta estructuración tectónica del borde N del Sistema Central, iniciándose el ciclo sedimentario del Mioceno medio-superior bajo el dominio del campo de esfuerzos “Guadarrama” y culminando el relleno con la sedimentación, durante el Plioceno o tránsito Pliopleistoceno, dentro del marco del campo de esfuerzos “Reciente”) y en relación con reajustes tectónicos póstumos y/o con cambios climáticos importantes.

No se pretende explicar de nuevo las características litoestratigráficas de las unidades deposicionales, puesto que ya se hizo en el capítulo sobre litología. De lo que se trata ahora es de explicar la evolución del registro sedimentario de esta cuenca en relación con la estructuración tectónica principal, teniendo en cuenta además las condiciones climáticas imperantes en el área a lo largo del Neógeno.

II.3.4.1.1. El registro sedimentario durante el mioceno medio

Durante el Mioceno medio (Aragoniense medio-superior) y el Mioceno superior, coincidiendo con la actuación del campo de esfuerzos “Guadarrama” (fase anteriormente llamada Neocastellena), se produce el grueso de la sedimentación cuyos depósitos se apoyan discordantemente sobre los relieves incipientes formados por materiales paleozoicos, cretácicos o terciarios antiguos. Dichos esfuerzos tectónicos provocan movimientos ascendentes de los bloques ligados a la actividad de grandes cabalgamientos subparalelos y de dirección NE-SW. Se produce así el levantamiento principal del Sistema Central como un *pop up* o bloque cabalgante y la estructuración a menor altura de su borde Norte en una serie de

escamas o bloques inversos imbricados que forman el piedemonte de la sierra y el macizo de Sepúlveda y la Serrezuela. (CALVO *et al.*, 1991; MARTÍN SERRANO *et al.*, 1996; DE VICENTE *et al.*, 1996a,b). Junto a estos accidentes principales, también actúan una serie de fallas de desgarre o “transfers” (*strike-slips faults*) con dirección NW-SE, cuya trazas transversales a los cabalgamientos, se prolongan desde la Sierra hasta el Macizo de Monterrubio, delimitándolo por sus bordes y por su parte central (falla occidental del bloque de Sepúlveda, falla de Honrubia-Somolinos y el accidente alpino de Berzosa-Riaza, que con una dirección SW-NE se prolonga desde el área de La Pinilla hacia el NE). Como consecuencia de esta actividad tectónica se produce la progradación correlativa de importantes espesores de depósitos o sedimentos a través de abanicos aluviales, que rellenan y colmatan las estructuras menos levantadas o hundidas entre estos sucesivos cabalgamientos que individualizan y definen esta cuenca marginal de Sepúlveda-Ayllón.

Teniendo en cuenta la disposición y la actividad de estas estructuras, el registro sedimentario asociado está caracterizado por tectofacies variadas con frecuentes cambios laterales, cuyas características litoestratigráficas generales dependen, en primer lugar, de la naturaleza y variedad litológica de las áreas fuentes de los relieves elevados y, en segundo lugar, de la mayor proximidad o lejanía al borde montañoso. Pero también las condiciones paleoclimáticas inferidas a partir de la composición de los sedimentos, de los procesos de alteración, del desarrollo de paleosuelos, de la fauna fósil de micromamíferos, etc tienen importancia, sugiriendo un clima cálido con marcados episodios secos. De acuerdo con CALVO *et al.*, (1993), durante el Neógeno en el interior peninsular se ha reconocido la sucesión de varios cambios climáticos, en relación con los cuales varían las condiciones de humedad y temperatura. Se diferencian en concreto cuatro períodos húmedos con temperaturas altas, durante los tres primeros de los cuales (Ageniense superior, Aragoniense inferior-medio, Vallesiense-Turolense) reinaron condiciones tropicaloides, mientras que en el último (Villafranchiense superior) el clima fue algo más templado. Con ellos alternan cinco periodos secos (Ramblense inferior, Aragoniense medio-superior, Turolense medio, Rusciniense superior y Villafranchiense medio).

Estas particulares condiciones climáticas también ejercieron –junto con la menor o mayor actividad tectónica- un control importante en la sedimentación y relleno de esta cuenca. Dicho relleno se realizó por medio de la acumulación de secuencias de abanicos aluviales coalescentes, en la que se incluye –como se ha visto al explicar las características litoestratigráficas de los materiales neógeno- la intercalación de coladas de cantos y bloques con coladas fangosas tipo *debris flow* o *mud flow*, constituidas por materiales más arcillo-arenosos y con cantos dispersos. Asimismo, aparecen con relativa frecuencia pasadas o laminas de arenas gruesas, sin matriz arcillosa, que se relacionan con corrientes laminares o *sheet floods* (ARMENTEROS *et al.*, 1982). Los episodios caracterizados por un cese temporal de la actividad de los abanicos aluviales se han traducido en la presencia de varias discontinuidades sedimentarias acompañadas del desarrollo de paleosuelos.

La distribución de las facies que forman el relleno sedimentario neógeno de la cuenca marginal de Sepúlveda-Ayllón durante este ciclo sedimentario refleja claramente las particularidades geológicas de área fuente, formada principal y básicamente -como se ha dicho- por los relieves de la Sierra de Guadarrama y Somosierra, y, en menor medida por los relieves más bajos del macizo de Sepúlveda y de la Serrezuela. Así, a *grosso modo* cuando los derrubios proceden de la erosión de relieves constituidos por roquedo gneísico son conglomeráticas; cuando se alimentan también de la erosión de los relieves cretácicos son areno-arcillosas de tonos ocres y están cementadas por carbonatos; y cuando el roquedo es esquistoso, las facies son esencialmente arcillosas, de tonos rojizos y apenas cementadas. Y, de otro lado, todas ellas pasan de grano grueso a más fino desde las proximidades hacia las partes más lejanas al área fuente.

Adosadas al piedemonte de las citadas unidades montañosas del Sistema Central dominan las facies más propiamente de borde, integradas básicamente por potentes bancos de conglomerados metamórficos que alcanzan mayor espesor hacia el extremo suroriental. Rápidamente pasan a facies más finas, dominadas por la presencia frecuente y repetida de lechos formados por arenas, limos y arcillas, que alternan en ocasiones con lechos conglomeráticos. Lateralmente reflejan la influencia litológica del área fuente, lo que ha permitido diferenciar el ámbito de actuación de los abanicos aluviales a los que se ha hecho referencia en el capítulo sobre litología.

Así, en el sector occidental -correspondiente al Abanico de Santa Marta del Cerro- predominan ampliamente los materiales areno-arcillosos de tonos blanquecinos a ocres, que intercalan lechos de conglomerados y se encuentran bastante cementados por carbonatos procedentes de los relieves calcáreos del piedemonte y los del borde meridional del macizo de Sepúlveda que ocupan los interfluvios de los ríos San Juan y Caslilla y parcialmente el de éste y el Duratón. Estos materiales con parecidas características forman hacia el Oeste el relleno de la cuenca del río Cega entre Cantalejo y Turégano. Hacia Oriente esta facies se interdigita con materiales que, aunque muy parecidos, se caracterizan por una mayor presencia de bloques y cantos de gneis y pasan a arenas arcósicas y arcillas en los sectores más alejados. Pertenecen éstos al Abanico de Somosierra y se extienden desde el piedemonte silíceo de Somosierra-Cerezo de Abajo en dirección a la confluencia del río Duratón y Serrano, constituyendo buena parte del relleno del interfluvio de estos dos ríos desde los Cerezos hasta los alrededores de Sotillo.

Finalmente, en el sector oriental, las facies miocenas cambian lateralmente, pasando a constituir importantes bancos de gran espesor de arcillas o lutitas y arenas, que intercalan frecuentes lechos de conglomerados, los cuales proceden del desmantelamiento de los relieves micaesquistosos y cuarzo-esquistosos de Somosierra. Estas facies, englobadas dentro del Abanico de Riaza, se diferencian por su color más rojizo y, sobre todo, por la ausencia de cementación por carbonatos, a excepción de las partes más distales y próximas

a los relieves del borde suroriental del macizo de Sepúlveda, que pone de manifiesto la influencia del área madre silícea. Estas facies rojas, en la que se encaja el río Serrano, constituye un extenso afloramiento hacia el oriente, formando el interfluvio sobre el que se abre el valle del río Riaza. En estos sectores se produce, además, la interdigitación entre los materiales más distales de esta facies, cuya procedencia es de Somosierra y Sierra de Ayllón, con los que proceden de la erosión de la Serrezuela de Pradales; además en esta área de confluencia se desarrollaron lagos efímeros y de escasa profundidad, que originaron facies lacustres (FERNÁNDEZ MACARRO *et al.*, 1988; ARMENTEROS *et al.*, 1995)

II.3.4.1.2. El registro sedimentario durante el Plioceno o Plio-pleistoceno

Desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario (en especial en el tránsito Plioceno-Pleistoceno inferior) la sedimentación es menos voluminosa y está, posiblemente, en relación con la progresiva y paulatina disminución de la actividad tectónica en este sector del borde Norte del Sistema Central bajo el influjo del campo de esfuerzos “Reciente”. Este se ha explicado por la combinación de la compresión Guadarrama (NW-SE) con un régimen extensional (WNW-ESE) derivado de la apertura del Golfo de Valencia. Parece ser que durante este periodo concluye la actividad de las grandes fallas o cabalgamientos del borde N, a excepción de los más adosados a la sierra, si bien continúa la actividad de las fallas direccionales (NE-SW), que son reactivadas con un componente normal. Por lo tanto, las estructuras que en el área de trabajo presumiblemente pudieron mostrarse aún activas durante la actuación de este campo de esfuerzos serían el cabalgamiento de Prádena-Cerezo de Arriba, que recorre el pie de la sierra, y la citada serie de fallas direccionales o desgarres, las cuales se prolongan con una dirección NW-SE desde la Sierra hasta el Macizo de Monterrubio.

La respuesta a estas deformaciones alpinas o a los reajustes de menor entidad de los bloques resultantes de ellas supone la continuación del relleno en los bordes más activos, culminando con la colmatación a finales del Mioceno superior, momento en que los depósitos de la cuenca marginal enlazan, al menos en el sector nororiental, sin solución de continuidad con los de la cuenca del Duero propiamente dicha. La sedimentación no concluye entonces, sino que continúa realizándose por medio de abanicos aluviales de facies más finas, esencialmente arcilloso-arenosas (facies de Perorrubio, facies de Sotillo, facies de Castillejo), que forman la secuencia sedimentaria superior de los Abanicos de Santa Marta, Somosierra y Riaza. Mientras, al norte de la Serrezuela se están depositando las facies lacustres que darán lugar a los paramos calcáreos (CORROCHANO y ARMENTEROS, 1989; ARMENTEROS, 1991).

No obstante, la consecuencia más importante de la actividad tectónica desarrollada durante el dominio de este régimen de extensión tectónica, relacionado -como se ha dicho-

con el proceso de *rifting* tardío en el Golfo de Valencia, parece que fue el levantamiento generalizado de la parte Este del Macizo Hespérico y su basculamiento hacia el WSW durante el Mioceno superior-plioceno. De ello se derivó un cambio sustancial en la paleogeografía de las cuencas interiores, las cuales fueron pasando de unas condiciones endorreicas a tener un drenaje exorreico (SANTISTEBAN *et al.*, 1996; GINER *et al.*, 1996). Es precisamente en estos momentos de transición, difíciles de precisar en el tiempo, cuando se produce en diversos sectores la deposición de la formación sedimentaria conocida como “raña”, con la que concluye verdaderamente el relleno de las cuencas interiores y se inicia el encajamiento de la red fluvial actual (MARTÍN-SERRANO, 1991).

En el extremo oriental del Sistema Central Español, en concreto al pie de ambas vertientes de los relieves montañosos de Somosierra y Sierra de Ayllón, formaciones detríticas con rasgos litoestratigráficos y morfosedimentarios afines o similares a los de la raña aparecen bien representados, extendiéndose por el piedemonte de estos relieves y fosilizando tanto materiales metamórficos y metasedimentarios del zócalo paleozoico como facies miocenas (HERNÁNDEZ PACHECO, 1965; LÁZARO OCHAÍTA y ASENSIO AMOR, 1978; VAUDOUR, 1979; SANZ DONAIRE, 1979-80; FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE, 1985; PÉREZ GONZÁLEZ y GALLARDO DÍAZ, 1987).

La naturaleza y el origen de esta singular formación detrítica tan característica del interior de la Península es un tema largamente debatido y controvertido desde, al menos, mediados del siglo XX y acerca del que no hay acuerdo hasta la actualidad. La mayor parte de los trabajos de investigación se han encaminado a esclarecer fundamentalmente su génesis en relación con los mecanismos de transporte y acumulación y con las condiciones tectónicas o paleoclimáticas, así como a establecer la edad de su emplazamiento y su relación morfológica y sedimentológica con los relieves circundantes. En este trabajo no se pretende realizar una síntesis de la evolución y del estado actual de los conocimientos acerca de la raña en general, para lo cual pueden consultarse entre otras las recopilaciones realizadas por MUÑOZ JIMÉNEZ y ASENSIO AMOR (1975), MARTÍN ESCORZA (1977) y MARTÍN-SERRANO (1988a,b) y las contribuciones al “Symposium sobre La Raña en España y Portugal” (1993) o, más recientemente, el trabajo de MOLINA BALLESTEROS y CANTANO MARTÍN (2002). Sí se ha realizado sin embargo la recopilación y el análisis con cierto detalle de las aportaciones realizadas sobre la raña (o las rañas) existentes en el sector de Somosierra, en cuyo borde septentrional se localiza la cabecera de los valles estudiados en este trabajo. Ello se ha efectuado con el objeto de establecer con la mayor precisión posible las relaciones morfológicas, sedimentarias y cronoestratigráficas de esta formación detrítica con el encajamiento de la red fluvial asociada a la cuenca del Duratón, ya que, sin duda, las formaciones de raña son los depósitos inmediatamente anteriores a la acumulación de los aluviones de las terrazas más antiguas de estos ríos.

Entre los trabajos más interesantes destaca en primer lugar el de F. HERNÁNDEZ PACHECO (1965), donde el autor describe las características de “los canturrales cuarcitosos muy poco rodados”...“que alcanzan potencias de unos tres a cuatro metros”... “y que dan lugar a extensas plataformas sensiblemente horizontales”, localizadas al S de la Somosierra occidental. En un área próxima, al norte de la Sierra de Pradales, ORDÓÑEZ *et al.*, 1976, explican e interpretan el control climático y tectónico en la evolución de la sedimentación de una serie de depósitos, cuyas características litoestratigráficas serían asimilables a los típicos de la raña. Posteriormente, en el trabajo de LÁZARO OCHAÍTA y ASENSIO AMOR (1978) se trata de establecer las relaciones existentes entre la raña y los distintos niveles morfológicos generados por los ríos Jarama y Henares en el borde meridional de los relieves de Somosierra-Ayllón. Un año más tarde, VAUDOUR (1979) describe las características de los materiales de la raña y de los suelos desarrollados en ella al sur de la Somosierra occidental, entre los ríos Jarama y Sorbe, y propone una interpretación de su génesis y edad. En estos mismos años, SANZ DONAIRE (1979-80) realiza un estudio comparativo de la morfometría de los cantos cuarcíticos de la raña y de otras formaciones terciarias en ambas vertientes de Somosierra y en otras localizadas en la cara norte de la Peña de Francia en el extremo occidental del Sistema Central, con el objetivo de establecer a partir de este estudio sedimentológico una correlación climática o estructural. Unos años más tarde FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE (1985) llevan a cabo un análisis morfométrico, sedimentológico y mineralógico del conjunto de las rañas del borde septentrional y meridional de Somosierra. En 1986, IBÁÑEZ *et al.*, realizan, a partir de un estudio de las estructuras geomorfológicas y de los procesos de alteración y de análisis polínicos, de paleosuelos y suelos, una revisión de los posibles eventos paleoclimáticos durante el Plioceno y Cuaternario acaecidos en el sector oriental del Sistema Central Español (Somosierra-Ayllón), planteando las condiciones climáticas bajo las que se pudo generar la raña. Finalmente, PÉREZ GONZÁLEZ y GALLARDO DÍAZ (1987) formulan basándose en los resultados de estudios geológicos, geomorfológicos y edáficos, una hipótesis acerca del origen y significado geomorfológico y cronoestratigráfico de la raña al sur de Somosierra y Sierra de Ayllón.

En estas diferentes aproximaciones a la interpretación de la raña dentro del marco regional donde se ubica el área de estudio, la mayor parte referidas a la vertiente meridional de Somosierra, se aprecia un acuerdo generalizado en que el mecanismo responsable de este tipo de depósito responde a un accionamiento bajo un régimen de alta energía, de carácter fluvio-torrencial, capaz de generar abanicos aluviales o glaciares de acumulación extensos y cuyas superficies son muy aplanadas y muy ligeramente inclinadas. Igualmente existe acuerdo en que la formación detrítica está constituida por cantos y gravas subangulosos, mayoritariamente de cuarcita y cuarzo y en menor proporción de pórfido, esquisto, gneis y pizarra, empastados en una matriz areno-arcillosa. Este depósito heterométrico y de estructura sedimentaria caótica, presentaría un escaso

espesor -entre 1 y 8 metros- y estaría relacionado con los tipos de accionamiento violento y brusco anteriormente indicados.

Buena parte de estos trabajos en el área de Somosierra se han centrado, sin embargo, en establecer la configuración del sustrato y las condiciones paleoclimáticas que reinaron antes, durante y después de la sedimentación de la raña. En este sentido, es comúnmente aceptado que estas acumulaciones detríticas descansan sobre una superficie erosiva desarrollada contemporáneamente al relleno de las cuencas interiores (superficie pre-raña) y que se desarrolla tanto sobre materiales detríticos miocenos como sobre afloramientos del zócalo, mostrando ambos importantes perfiles de meteorización que se manifiesta en la presencia en éstos de potentes espesores de regolitos o alteritas y de arcillas de alteración (caolinita y gibsita) e incluso de costras o corazas ferruginosas en los tramos superiores del mioceno (SANZ DONAIRE, 1979-1980).

Dada la naturaleza de los productos resultantes, esta meteorización estaría relacionada con precipitaciones elevadas y temperaturas por lo menos moderadas, indicativas de un clima “intertropical húmedo” o “subtropical”, y se habría producido con anterioridad al depósito de la raña (ORDOÑEZ *et al.*, 1976; GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL, 1978; VAUDOUR, 1979). Pero también, en la superficie de ésta se encuentran perfiles de meteorización relacionados con importantes procesos de alteración, desarrollados en este caso bajo condiciones de hidromorfismo, es decir en un ambiente caracterizado por un drenaje deficiente favorable a fenómenos de encharcamiento más o menos prolongados. En el conjunto de las rañas del interior de la Meseta, y en particular en las de Somosierra, se ha señalado, entre los rasgos de los perfiles edáficos directamente relacionados con procesos de alteración, la presencia de: a) pisolitos y manchas y concreciones rojas o y amarillas tanto en la matriz como en los cantos, relacionadas con procesos de rubefacción por la removilización y concentración de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso liberados por alteración y con la hidratación de los óxidos de hierro de las arcillas; y b) arcillas de alteración, principalmente de caolinita en la matriz del depósito de la raña (LÁZARO OCHAÍTA y ASENSIO AMOR, 1977, 1978; VAUDOUR, 1979; SANZ DONAIRE, 1979-1980; FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE, 1985; IBÁÑEZ MARTÍ *et al.*, 1986; PÉREZ GONZÁLEZ y GALLARDO DÍAZ, 1987).

La evolución de estos perfiles de meteorización desarrollados en la masa detrítica de las rañas estaría relacionada, para la mayoría de los autores, con periodos cálidos y relativamente húmedos correspondientes también a fases de clima tropical o subtropical que habrían reinado durante la propia sedimentación. Recientemente, no obstante, otros autores opinan que los procesos de alteración ocurrieron después de ésta y son el resultado de una larga evolución desde condiciones climáticas similares a las descritas hasta las actuales, la cual ha estado siempre marcada o controlada por las deficiencias del drenaje derivadas de la topografía generada, por la alternancia de estaciones húmedas y secas y por

el dilatado periodo de tiempo de que han dispuesto los procesos edafogenéticos (MOLINA BALLESTEROS y CANTANO MARTÍN, 2002). Estos procesos de alteración ligados principalmente con la hidrolisis, ferrolisis y xerolisis, que han dado lugar, según estos autores, a las características básicas antes señaladas de los suelos de raña son: a) la destrucción de la estructura sedimentaria original del depósito debida a una transformación casi total de los clastos de micaesquistos, esquistos, pizarras, etc., que han pasado a formar la matriz del mismo, en la fracción gruesa del cual sólo se han conservado como tales los clastos más resistentes a la alteración (cuarzos y cuarcitas); b) la alteración de la arcilla, en especial la formación y acumulación de caolinita en los niveles superiores de los perfiles; y c) la liberación y movilización masiva de oxihidróxidos de hierro y su redistribución, así como también de la arcilla, dentro de los horizontes.

Otro tema que ha suscitado el interés de los científicos se refiere al origen de los cantos de la raña, a los mecanismos que activaron la remoción de los mismos y a la relación de éstos con unas más o menos especiales condiciones climáticas y/o tectónicas. En este sentido, mientras que existe acuerdo sobre que el relleno de la cuenca durante el Mioceno es el resultado o la respuesta al pulso tectónico principal, capaz de provocar la preparación de ingentes cantidades de materiales y de posibilitar su acarreo posterior generando y manteniendo los desniveles necesarios, para la explicación de los depósitos de la raña se observa una clara división de opiniones entre los autores que asignan un papel principal a la tectónica pliocena como motor de preparación del material y los que se lo conceden a causas fundamentalmente climáticas, relacionadas con periodos rexistáticos o con crisis climáticas de carácter frío, capaces de producir una fragmentación intensa y generalizada de los afloramientos de rocas rígidas (cuarzos y cuarcitas principalmente) bajo la acción de la crioclastia, los productos de la cual son luego acarreados por sistemas de escorrentía adaptados a un régimen de lluvias de tipo semiárido.

En concreto, las rañas de la región de Somosierra y las que se localizan al N de la Serrezuela se han interpretado tanto desde una como desde otra perspectiva. Según ORDOÑEZ *et al.*, (1976), las formaciones de la raña localizadas al norte de la Sierra de Pradales descansan sobre facies desarrolladas después de un largo proceso de alteración que originó suelos rojos bajo un clima húmedo y cálido de estaciones alternantes; con posterioridad la sedimentación de la raña se realiza bajo un régimen torrencial, en condiciones climáticas más húmedas que la etapa anterior. Un año más tarde, MARTÍN ESCORZA (1977) encuentra una estrecha relación entre las fracturas N-S que fraccionan el Sistema Central con los depósitos de las rañas de Arévalo-Olmedo, Riaza-Berrueco y Uceda y Toba; según este autor, “estas fracturas se debieron de activar durante el Plioceno y, como respuesta a dicha acción, se depositaron, bajo las condiciones ambientales adecuadas, una importante masa de fanglomerados que aprovecharon el movimiento diferencial en la vertical y la rígida dirección de acarreo que tal fractura les provocaba”. Inmediatamente después LÁZARO OCHAÍTA y ASENSIO AMOR (1978) precisan que

los cantos de la raña son accionados en relación con una crisis bioclimática marcada por un clima semiárido-frío (periglaciario en montaña), precedida por una etapa cálida-húmeda con procesos de alteración y otra semiárida-templada en la que se modela la superficie pre-raña; e interpretan que con posterioridad al depósito de la formación detrítica se suceden, desde el Villafranquiense hasta la actualidad, de forma alternante períodos húmedos-templados y períodos semiáridos-frescos o fríos, a tres de los cuales atribuyen capacidad rubrificante. En esta misma línea, VAUDOUR, (1979) defiende que la sedimentación de la raña se corresponde con una ruptura del equilibrio bioclimático, cronológicamente situada en el Villafranquiense medio-superior o al inicio del Villafranquiense superior, que dio lugar a un período de intensa actividad morfogénica, relacionado con la primera crisis climática fría capaz de producir la fragmentación de las cuarcitas, posteriormente desparramadas por la acción fluvial; la matriz arcillosa, que envuelve a los cantos, procedería de la destrucción de los suelos, que se habrían desarrollado a favor de climas cálidos y bastante húmedos del Vallesiense y del Plioceno, anteriores por tanto a esta fase de rexistasia. Posteriormente, estos depósitos evolucionarían en condiciones climáticas cálidas pero más secas y contrastadas, más mediterráneas. En conclusión, para este autor, la elaboración de una raña típica requiere la conjunción de tres condiciones: alteración de los esquistos, fragmentación de las cuarcitas y acarreo fluvial brusco y violento.

Por su parte, SANZ DONAIRE (1979-1980) mantiene una hipótesis según la cual “durante la mayor parte de los tiempos en los que se depositaron sedimentos de morfometría de cantos semejantes a la raña, el clima, lejos de ser frío era tropical, con una relativa variabilidad en cuanto a la humedad” y por tanto “para que pudiera depositarse fue precisa una etapa tectónica anterior, que fracturó las cuarcitas y desniveló los bloques, generando una energía potencial”. Y parece que ésta tectónica afectó sólo a lugares determinados o a emplazamientos especialmente favorables (FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE, 1985), siendo evacuados los productos resultantes de la fracturación del roquedo por medio de abanicos aluviales o por accionamiento fluvial, bajo un régimen pluviométrico estacional con lluvias espasmódicas (SANZ DONAIRE, 1979-1980; FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE, 1985).

También, a finales de la década de los ochenta, IBÁÑEZ MARTÍ *et al.*, (1986), en función del grado de alteración de los materiales de la raña y de los suelos y paleosuelos desarrollados en ella, interpretan la existencia de dos fases de Biostasias, caracterizadas por ambientes climáticos cálidos-húmedos, entre las que se intercala una fase de Rexistasia, en la que reinó un ambiente frío-árido; así, para estos autores, “los glaciares de piedemonte de raña fueron generados probablemente bajo clima árido-frío”....“pero previo a su génesis debieron alterarse espesos mantos de regolitos en las cadenas montañosas próximas y con posterioridad la evolución de los suelos induce a pensar, al menos en climas subtropicales”. Finalmente, para PÉREZ GONZÁLEZ y GALLARDO DÍAZ (1987), las formaciones de raña en el borde S de Somosierra, son resultado de un proceso neotectónico

de levantamiento intermitente (¿Iberomanchego II?), el cual explicaría su configuración morfológica mejor que una secuencia de cambios climáticos. Además esta interpretación tectónica daría razón de la existencia -señalada por estos autores- de varios niveles de raña. También en el borde N, los autores de la Hoja Geológica de Sepúlveda del plan MAGNA (1993 -inédita-), identifican dos niveles a superficies escalonadas de raña.

Otro aspecto difícil ha sido establecer la edad de la raña, lo que permitiría tener una referencia cronológica inmediatamente previa al encajamiento de la red fluvial actual. La mayor parte de los autores que han trabajado las rañas en el sector de Somosierra sitúan su modelado en el tránsito del Plioceno al Cuaternario: en el Villafranquiense inferior, según LÁZARO OCHAÍTA y ASENSIO AMOR (1978); en el Villafranquiense ($3,2 \pm 0,2$ m.a.), según FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE (1985); y en el Villafranquiense medio (2 m.a.), según PÉREZ GONZÁLEZ y GALLARDO DÍAZ (1987).

Estas diferentes líneas de interpretación, extensibles al resto de las rañas de la Meseta, dan cuenta de la dificultad que presenta la determinación precisa de las condiciones morfogenéticas y cronoestatigráficas de este peculiar depósito. Una interpretación genética global sobre el tema con referencia al conjunto de la Meseta ha sido expuesta algo más recientemente por MARTÍN-SERRANO (1988a, 1988b, 1991, 1999), para quien la raña representaría desde un punto de vista morfoestratigráfico el elemento de articulación entre un episodio terminal de construcción o relleno (sedimentogénesis) del piedemonte y otro inicial de su destrucción o excavación (gliptogénesis). Este cambio de las condiciones morfogenéticas y sedimentológicas podría relacionarse, según este autor, con el proceso de captura fluvial de las cuencas interiores de la Meseta por la red fluvial atlántica; de este modo el simple cambio de régimen de la cuenca, de endorreico a exorreico, supone también un cambio en el nivel de base y por tanto un incremento de gradiente de energía del flujo, cuya consecuencia final es la progresiva incisión de la escorrentía periférica en la depresión interior provocando el avance de los sucesivos mantos aluviales cada vez más encajados. Dentro de este marco la deposición de la raña y el inmediato encajamiento de la red fluvial son consecuencia de la erosión remontante de la red fluvial atlántica con un nivel de base bajo que progresa a lo largo del tiempo hasta capturar al interior de la Meseta, con un nivel de base más alto. Este cambio de gradiente sería suficiente para explicar tanto el progresivo avance como el encajamiento de los sucesivos mantos aluviales, -representados por la raña y por las terrazas de los ríos encajadas en ella-, sin que en este proceso se infieran de forma determinante condiciones tectónicas y/o climáticas extraordinarias. En conclusión, la sedimentación de la raña representaría el último episodio sedimentario de la secuencia de abanicos aluviales que rellenan los bordes de las cuencas, directamente relacionados con el comienzo de la red fluvial, y es anterior, por tanto, a la terraza más antigua de los ríos peninsulares; y se desarrollaría en el momento en que cada borde de cuenca fuera capturado por la red fluvial, lo cual puede haberse ido produciendo entre el Plioceno medio y el Pleistoceno inferior.

En este contexto de transición entre unas condiciones de relleno y otras de excavación (MARTÍN SERRANO, 1991), la sedimentación de la raña en el piedemonte septentrional de Somosierra culminaría, por tanto, el ciclo de sedimentación, colmatando el borde suroriental de la cuenca de Sepúlveda-Ayllón, donde este depósito precede sin duda a la instalación de la red fluvial, articulada y jerarquizada a través de los ríos Duratón y Riaza. Se inicia así el proceso de incisión y excavación de esta cuenca cerrada (ARMENTEROS *et al.*, 1995), que se traduce en el drenaje y progresivo modelado efectuado a lo largo del Cuaternario por estos ríos, los cuales siguen una dirección general hacia el NE, evacuando enormes cantidades de sedimentos hacia el nivel de base impuesto por río Duero.

II.3.4.2. El relieve de las unidades morfosedimentarias neógenas

Como se ha dicho, los materiales miocenos y pliocenos analizados fueron depositados a través de la progradación a lo largo del tiempo de un complejo sistema de abanicos aluviales, con sus canales fluviales asociados, que se instalaron en los bordes de la Sierra y construyeron al pie de ella rampas a modo de extensos glacis detríticos sumamente aplanados. Estos glacis definieron a finales del neógeno o al inicio del cuaternario el paisaje geomorfológico resultante de la colmatación de esta cuenca terciaria de Sepúlveda-Ayllón, fosilizando gran parte de los relieves estructurales creados por la tectónica alpina. De este modo es más que probable que los bloques cabalgantes menos elevados del macizo de Monterrubio fueran recubiertos por estos depósitos, llegando a enlazar sin solución de continuidad con los sectores internos o centrales de la depresión del Duero propiamente dicha.

La colmatación de la cuenca culmina, según se acaba de indicar, con la deposición del abanico aluvial constituido por las formaciones de raña, el cual se diferencia del resto de abanicos -fundamentalmente miocenos- en que aún se conserva en una medida apreciable su expresión morfológica inicial (MARTÍN-SERRANO, 1988b, 1991). Es decir, mientras que en las formaciones miocenas apenas se conservan rastros de su configuración morfológica original, en la raña todavía son reconocible con cierta claridad las características morfosedimentarias.

En todo caso, los cortes que se observan en estos materiales neógenos cuando son incididos por los ríos permiten apreciar cómo presentan de forma generalizada una disposición subhorizontal o pseudohorizontal y, por lo tanto, no se encuentran deformados significativamente por procesos tectónicos posteriores a su sedimentación. Sin embargo, observaciones de campo propias, así como informaciones recogidas en la Hoja Geológica de Sepúlveda (ITGME, 1993a), permiten afirmar que existen algunas ligeras deformaciones en las series miocenas, pero que en ningún caso son indicadoras de una tectónica especialmente activa. Puede decirse por el contrario que el área se caracteriza por

una relativa calma tectónica desde el Mioceno superior hasta la actualidad: como ya se indicó en el capítulo referente a la evolución tectónica, algunos autores han señalado recientemente que las estructuras tectónicas activas migraron con el tiempo desde el borde Norte del Sistema central hacia el Sur, por lo que la actividad neotectónica es más evidente en la cuenca de Madrid que en la del Duero (DE VICENTE *et al.*, 1996a, 1996c; DE BRUIJNE, 2002).

En consecuencia, a finales del Terciario o en el tránsito de éste al Cuaternario la depresión o cuenca de Sepúlveda-Ayllón aparece como una superficie de colmatación, constituida por formaciones poco coherentes y deleznales en disposición básicamente aclinal. La instalación de la red fluvial cuaternaria inicia en ella una dinámica de incisión y vaciado dirigida por el encajamiento de las principales arterias fluviales que drenan esta cuenca, los ríos Duratón y Rianza, en torno a los cuales se organizan jerárquicamente los restantes cursos. De este modo la disección se efectúa a partir de esta vieja altiplanicie o superficie inicial, cuya degradación y destrucción parcial ha originado una gran variedad de formas relacionadas con la evolución a lo largo del Cuaternario de la red fluvial. En este trabajo no se analizarán todos los relieves así desarrollados en el conjunto de la citada cuenca sino que se abordarán sólo los relieves modelados dentro de ella por el río Duratón y sus afluentes (San Juan, Caslilla, Cerezuelo y Serrano), es decir los relieves modelados en la cuenca marginal de San Pedro de Gaillos-Perorrubio-Castillejo de Mesleón,

Este modelado que deriva fundamentalmente de la actuación de procesos externos presenta, no obstante, algunos caracteres o rasgos diferenciales relacionados con la naturaleza litológica, la resistencia y el comportamiento de los materiales aflorantes, los cuales muestran relaciones significativas con la edad de los depósitos. Así, la delezabilidad y la escasa compactación de las facies miocenas han propiciado la actuación eficaz de los procesos fluviales de excavación y arrastre, los cuales -acompañados de una activa dinámica de vertientes- han configurado un típico relieve de llanura suavemente ondulada o “campiña” en el que prácticamente no trasciende la morfoestructura aclinal. Por el contrario, los abanicos detríticos de la raña de edad más reciente, pese a su escasa potencia y a su relativa delezabilidad, protegen bien a las arcillas rojas que recubren, permitiendo un alto grado de conservación de su topografía inicial, tal como también ha sido observado en otros glaciares del mismo género (GARCÍA RAYEGO y MUÑOZ JIMÉNEZ, 1986); en este caso la denudación fluvial, junto con los procesos de dinámica de laderas asociados a ella, ha modelado un relieve de plataformas alargadas y fragmentadas, en el que se refleja todavía con claridad el peso de la disposición aclinal de las formaciones más resistentes. Puede decirse, por lo tanto, que las formas de modelado presentes en el sector analizado de la cuenca marginal se configuran en consonancia o en conformidad con las características litoestructurales de los materiales que la rellenan. De este modo -como se acaba de indicar- se ha podido diferenciar el modelado desarrollado sobre las “campiñas” miocenas y el modelado propio del canturral detrítico de la raña.

Hay que recalcar desde el principio que el modelado de esta parte del área de estudio está relacionado básicamente con la morfogénesis fluvial efectuada por el río Duratón y sus afluentes, que ha dismantelado ampliamente los glaciares detríticos resultantes de la coalescencia de los abanicos miocenos y disectado los pliocenos de la raña, en los cuales ha abierto amplios valles. Pero estos ríos no sólo han llevado a cabo un proceso erosivo, sino que también han construido un importante conjunto de formas relacionadas con la sedimentación de materiales cuaternarios, fundamentalmente niveles aluviales escalonados o terrazas separadas por cortos glaciares de enlace que ocupan en la actualidad un espacio mayoritario en este sector de la cuenca neógena. En este capítulo sólo se tratará de las formas modeladas en los afloramientos neógenos localizados en los interfluvios, mientras que la morfología concreta de estos sistemas de terrazas se analizará con detalle en los siguientes capítulos.

II.3.4.2.1. Las formas de modelado sobre las campiñas miocenas

II.3.4.2.1.1. Las superficies alomadas miocenas

Los glaciares detríticos que se extendían ampliamente desde el borde de la sierra de Guadarrama-Somosierra, constituyendo en conjunto un amplio aplanamiento o superficie de colmatación a finales del Neógeno, han quedado reducidos a pequeños retazos debido al encajamiento y al desplazamiento lateral efectuado por los cursos fluviales durante su evolución a lo largo del Cuaternario. Estos retazos de aquella superficie se presentan hoy como suaves plataformas de topografía ondulada o alomada, que se extienden, a modo de estrechas y alargadas franjas paralelas a los valles principales, formando la culminación de sus interfluvios o divisorias. Hay que tener en cuenta sin embargo que -como se acaba de indicar y se analizará más adelante- la apertura de estos valles ha estado acompañada de un importante desplazamiento lateral de los cursos de agua, de manera que los ríos con mayor caudal y fuerza erosiva -en este caso el Duratón y el Serrano- han llegado a destruir en algunos tramos estas plataformas alomadas culminantes de sus interfluvios, tal como puede observarse en el sector comprendido entre las poblaciones de Sotillo y Duratón. Puede decirse por lo tanto que la importancia de esta migración lateral de los cauces fluviales ha condicionando la pervivencia y controlado la localización de las superficies alomadas miocenas, las cuales aparecen preferentemente en las divisorias de los valles, en especial en las situadas entre los del San Juan y el Caslilla y entre el de éste último y el Duratón. También aparecen al N del río Cerezuelo, formando un reducido interfluvio entre este río, el Duratón y el Serrano. Se encuentran, finalmente, al E de este último río en el sector de Castillejo de Mesleón y, de forma muy discontinua, al W del río San Juan en los alrededores de San Pedro de Gáillos y Valdesimonte.

Parece evidente que el relieve de la campiña en su conjunto está dominado por restos de estas altas superficies, de formas suaves y alomadas, que forman la divisoria de las cuencas

vertientes a los ríos y están modeladas sobre los materiales acinales y blandos de los complejos estratigráficos miocenos; dichos restos, conservados en las partes más altas de algunos interfluvios, pueden ser interpretadas como referencias morfológicas próximas a la culminación del relleno sedimentario, como se ha indicado en otras áreas (CARRAL *et al.*, 1996; FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988a; GARZÓN HEYDT y FERNÁNDEZ GARCÍA, 1993; PÉREZ GONZÁLEZ, 1982a).

En la cuenca de San Pedro de Gaíllos-Perorrubio-Castillejo de Mesleón, estos relieves modelados sobre las formaciones miocenas aparecen -como se ha dicho- disgregados o desgajados en un conjunto de altiplanicies estrechas o cerros relativamente alargadas, que descienden suavemente (con gradientes de pendiente inferiores al 0,6%) desde los 1100-1105 m en el borde del piedemonte hasta los 980-940 m en los límites meridionales del macizo de Sepúlveda. Se encuentran recubiertos por depósitos sueltos formados por arenas cuarzo-feldespáticas con abundantes cantos metamórficos, lo cual permite diferenciar claramente estas superficies de los niveles de acumulación fluvial más altos que en determinados lugares constituyen los relieves más elevados de la campiña, en los que aparece un profuso canturreal de cantos subredondeados de cuarzo (Fig. II.31).

El trabajo de campo y la cartografía geomorfológica detallada han permitido agrupar, según criterios morfotopográficos, estas altiplanicies miocenas en cuatro niveles o superficies situados a distintas alturas:

a) Superficies entre 1080 y 1100 m. Aparecen, a modo de reducidos rellanos alomados, en las proximidades del piedemonte calcáreo al N de Castroserna de Arriba, a ambos lados del río San Juan (1089 en el Rubial; 1087 y 1091 en la ladera E de la ermita N^aS^a de San Roque) y en forma de pequeños cerros adosados al piedemonte silíceo entre el río del Puerto, al N de Siguero, y el río Cerezuelo, junto a Cerezo de Arriba. Mayor extensión tiene la superficie desarrollada entre el río Cerezuelo y el arroyo de Valdelagua, que se prolonga como una estrecha franja durante unos 5 km, culminando las vertientes de la margen derecha de estos valles, donde se mantiene a altitudes en torno a los 1079 m. Finalmente, otro grupo importante de superficies elevadas correspondientes a este nivel se observa por delante de las áreas distales de la raña en el sector nororiental de Castillejo de Mesleón, sobre la margen derecha del río Serrano. Hay que decir que el contacto entre ambas unidades no es suave, apreciándose cómo la raña termina formando un pequeño frente escarpado que se levanta unos 10-15 metros sobre estas altiplanicies miocenas.

Todas las observaciones realizadas conducen a pensar que estos retazos llanos más o menos degradados han podido conservarse al nivel de alturas indicado, de un lado, por encontrarse adosados a los relieves del piedemonte y, de otro, por estar modelados sobre facies detríticas más gruesas debido a su mayor proximidad al área fuente.

b) Superficies entre 1030 y 1060 m. Se han diferenciado de las anteriores por encontrarse en algunos sectores occidentales claramente por debajo de las mismas y por enlazar con ellas por medio de una serie de glacis; no obstante en el sector oriental, en las inmediaciones de Castillejo de Mesleón y El Olmo, este enlace se produce de un modo más gradual, siendo difícil establecer los límites entre ambos niveles. Es, por lo tanto, en los sectores occidentales del territorio estudiado donde esta superficie ligeramente más baja aparece bien desarrollada, culminando sus restos el relieve del interfluvio entre los ríos San Juan y Caslilla. Dentro de él, en el paraje de Los Visos (entre Castroserna de Abajo y Villafranca), queda reducida a una estrecha franja de poco más de 200 m y alargada unos 4 km en dirección paralela a los valles, cuyas alturas absolutas oscilan entre los 1050 y los 1060 m (si bien algunos cerros llegan a culminar a 1067 o 1063 m), manteniendo un gradiente de pendiente medio con valores del $0,27^\circ$. Estos niveles también se presentan, aunque a alturas algo menores, en un pequeño sector del interfluvio Caslilla- Duratón, entre las localidades de Santa Marta y Duruelo (paraje de Alto de Cabrerizos-Los Cruzados), donde se desarrolla una estrecha altiplanicie de algo más de 2,5 km largo, que se mantiene entre los 1030 y 1045 m y desciende suavemente hacia el interior de la cuenca con un gradiente medio de $0,21^\circ$. Finalmente y constituyendo la culminación del arroyo de Valdevares, afluente por la derecha de este último río, aparece una estrecha superficie, también relativamente alargada unos 2,5-3 km, que corona a cotas entre los 1040 y 1047 m e incluso puede disminuir en algunos puntos concretos a 1036 m.

c) Superficies entre 1000 y 1020 m. Las superficies pertenecientes al nivel anterior conectan por medio de suaves glacis detríticos (con pendientes casi siempre inferiores a 3°) con otros retazos aplanados aún más bajos. Forman éstos un conjunto constituido igualmente por estrechas altiplanicies alomadas que marcan las divisorias en los interfluvios San Juan-Caslilla -en el paraje del Alto del Condado, con cotas que oscilan entre 1005 y 1017 m- y Caslilla-Duratón -entre Perorrubio y Vellosillo, donde las altitudes se mantienen entre 1006 y 1014 m-; en este último la superficie es tan estrecha que puede definirse como una cuerda de alrededor de 5 km de longitud, que desciende con $0,21^\circ$ de pendiente media. También aparecen pequeños retazos asimilables a este nivel culminando la vertiente izquierda de un arroyo afluente del río San Juan, en el paraje del Alto de Cabañas-El Pedregal (1018, 1024 m) al W de Valdesaz, muy cerca de los relieves mesozoicos del Macizo calcáreo de Sepúlveda.

d) Superficies entre 950 y 980 m. En los bordes del citado Macizo calcáreo los niveles anteriores enlazan con una serie de cerros aislados o pequeños aplanamientos alomados, cuya altitud se mantiene por debajo ya de los 1000 m. En el sector occidental se localizan preferentemente en la margen izquierda del río San Juan, en los alrededores de Aldealcorvo y San Pedro de Gáillos donde los cerros coronan a cotas que oscilan entre 960 y 980 m. Estas suaves lomas enlazan con superficies que progresivamente disminuyen en altitud hacia el Oeste y Noroeste, constituyendo los relieves de la campiña de Cantalejo,

cuya altura por término medio se sitúa entre 900 y 950 m. Por su parte en los sectores orientales, solamente aparecen superficies en torno a los 950-970 m en los alrededores de El Olmo-Barbolla, que en el área de estudio forman la culminación de la vertiente derecha del valle del río Serrano antes de su confluencia con el Duratón.

Este análisis morfotopográfico pone de manifiesto cómo los materiales miocenos aflorantes en las partes altas de los interfluvios se encuentran modelados en una serie de superficies alomadas, cuyas cotas máximas se sitúan en los sectores próximos al piedemonte, donde alcanzan los 1100-1105 m. Teniendo en cuenta esta altitud junto con su disposición básicamente horizontal o subhorizontal y asumiendo el gradiente de pendiente de 0,25-0,30° resultante del análisis morfométrico de estos niveles, es posible interpretar que estos materiales neógenos llegaron a fosilizar o recubrir la práctica totalidad de los dorsos de las cuestas del Macizo de Sepúlveda, al menos en su borde meridional (si bien en algunos lugares relacionados con los frentes centrales de estas cuestas, como en los alrededores del Villar de Sobrepeña o de Villaseca, debieron recubrirlos bajo un espesor de muy escasa potencia o incluso estos frentes pudieron sobresalir levemente). Estas formaciones miocenas posteriormente serían desmanteladas por la erosión conservándose sólo en los enclaves más resguardados gracias a la estructura tectónica.

Puede decirse, en resumen, que estas superficies interfluviales suavemente alomadas u onduladas, se muestran como una sucesión de niveles topográficos que se escalonan o encajan, disminuyendo en altitud desde el borde del piedemonte hasta el macizo de Sepúlveda y constituyendo franjas estrechas y alargadas, paralelas generalmente a la dirección de los valles. El origen de estas formas alomadas está en relación con la organización y evolución de la red fluvial tanto principal como secundaria a lo largo del Cuaternario y con los procesos de dinámica de vertientes, matizados por los caracteres concretos de los materiales miocenos, que actuaron en los interfluvios de estos valles. Su modelado se inicia con la incisión de los ríos principales y evoluciona a medida que se encajan al tiempo que se desplazan lateralmente: esta morfodinámica de encajamiento y desplazamiento activa una serie de procesos de ladera y favorece la instalación de una densa red de cursos secundarios transversales o perpendiculares a los ríos principales, cuyas cabeceras han evolucionado por erosión remontante, haciendo retroceder y reduciendo de manera continuada la superficie original del colmatación neógena y transformándola finalmente en pequeñas franjas o retazos con mayor o menor continuidad longitudinal y amplitud. Se trataría, por tanto, de una disección que tiende a ensanchar lateralmente los valles y a acrecentar su disimetría, como consecuencia de la cual los relieves iniciales de los interfluvios quedan reducidos a altiplanices alargadas y discontinuas o a estrechas cuerdas aplanadas o incluso son desmantelados por completo.

II.3.4.2.1.2. Otras formas de modelado de los interfluvios: los glaciares detríticos y las depresiones

De la culminación de las superficies alomadas que se acaban de analizar arrancan extensos y suaves glaciares detríticos, los cuales constituyen una de las formas de mayor desarrollo y extensión en el modelado de la campiña miocena. Estas formas de enlace, que están constituidas por el mismo material de aquellas y presentan una inclinación de entre 1° y 3°, se desarrollan o prolongan en todas direcciones y conectan no sólo las diferentes superficies diferenciadas, sino que también constituyen la transición con otras formas relativamente llanas, localizadas entre estas superficies y el fondo de los valles, como son los niveles de terrazas más altos de los ríos principales y algunos aplanamientos relacionados también con periodos de estabilización en la evolución de los ríos o, finalmente, con depresiones poco marcadas.

Las dos primeras -las terrazas altas y los aplanamientos- forman parte del modelado de las vertientes de los valles fluviales, por lo que serán analizadas y explicadas con detalle en los próximos capítulos; parece este, sin embargo, el lugar más adecuado para hacer referencia a las suaves depresiones citadas en último lugar. Se trata de una serie de áreas relativamente deprimidas desarrolladas en el contacto entre las superficies alomadas de la cuenca bien con los conglomerados calcáreos que bordean tanto del Macizo de Sepúlveda como del Piedemonte de Prádena bien con las terrazas altas de algunos ríos. En ambos casos se trata de depresiones muy laxas y de escasa profundidad generadas en la confluencia de los glaciares detríticos que arrancan desde estos relieves. Entre las primeras destacan por su desarrollo longitudinal la depresión situada al N de La Nava y Torrecilla, así como las ubicadas al W de Aldealcorvo, y entre las segundas cabe destacar la modelada al NNE de Duruelo entre la terraza más alta del río Duratón y las superficies miocenas, cuya longitud es de unos 2,5 km y su anchura de unos 500 m. La aparición y desarrollo de estas depresiones puede estar ligado, por un lado, a la mayor retención de humedad en estas áreas de contacto donde confluyen los glaciares y, por otro, a la instalación muy frecuente de pequeños arroyos que drenarían estas áreas hacia los ríos principales, produciendo un vaciado de las formaciones detríticas.

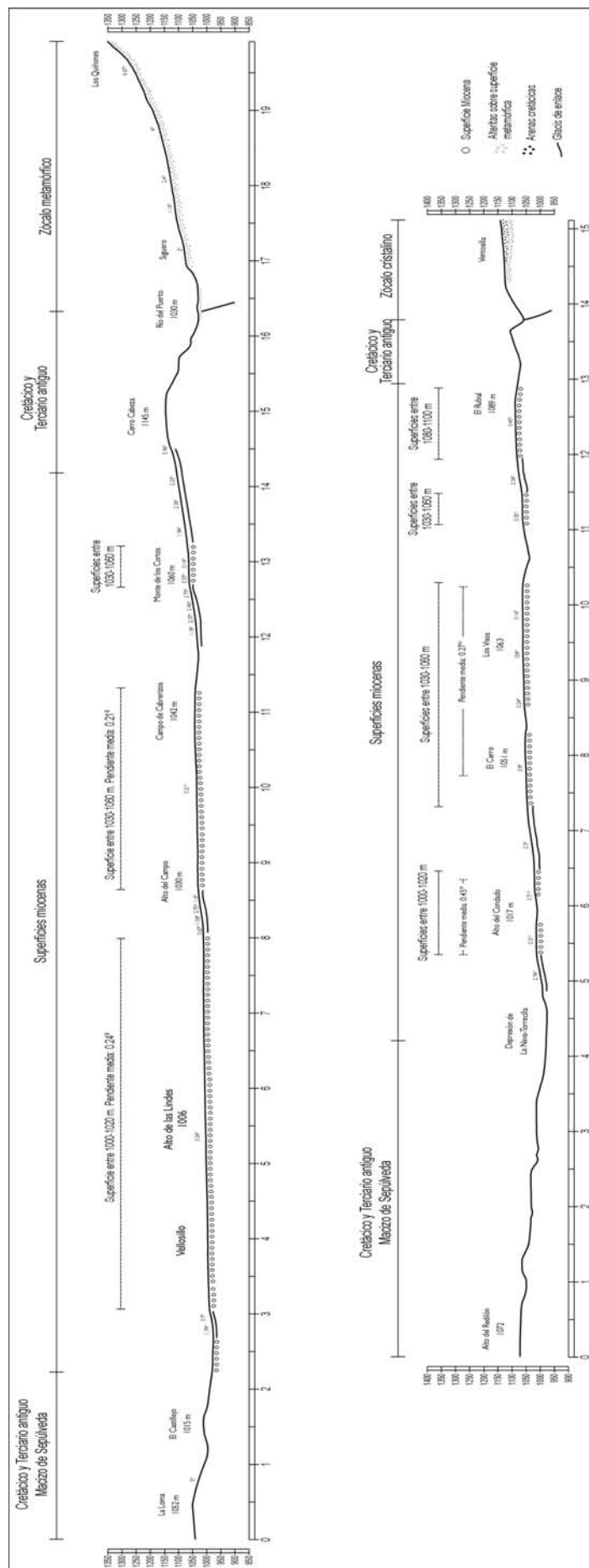


Fig. II.31. Niveles o superficies miocenas y características morfométricas



Foto II.16. Vista general de la campiña en el interfluvio entre el valle del Casilla y el del Duratón en las inmediaciones de Vellosillo

II.3.4.2.2. El modelado sobre los glaciares detríticos de raña

A partir de un estudio morfotopográfico, sedimentológico y mineralógico de las “rañas de Somosierra”, FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE (1985) reconocen en el borde septentrional de esta sierra varios conjuntos o abanicos definidos por la altitud de su ápice o cabecera, por la extensión que ocupan y por la morfología que presentan, diferenciando así entre las rañas del sector de Riaza y las rañas del sector de Cincovillas-Alquité. Las primeras, desde un punto de vista morfológico, forman extensas llanadas de piedemonte de planta palmeada, que en sus partes centrales y distales fosilizan los materiales miocenos de la cuenca de Sepúlveda-Ayllón, mientras que las segundas constituyen pequeños retazos adosados al pie de la sierra. Este es el caso de las de la Ermita de Hontanares-Cincovillas, desarrollada entre los 1500 y los 1100 m, y de Martín Muñoz de Ayllón-Alquité, entre los 1250-1300 hasta 1100 m.; y más hacia el E aparecen otros depósitos de raña muy dispersos y de menor entidad en los alrededores de Madriguera y El Negredo.

Dentro del área estudiada en este trabajo solamente están representadas las rañas centradas en los alrededores de Riaza, que son -como se acaba de indicar- las que presentan un mayor desarrollo y extensión territorial. En concreto, las rañas de este sector se han desarrollado a partir de la coalescencia de dos grandes conos o abanicos aluviales independientes y muy planos con ápices bien definidos y localizados a diferentes alturas (FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE, 1985); y es de destacar que la cabecera o área fuente de cada uno de ellos presenta importantes diferencias litológicas, aunque ambas están afectadas por una intensa fracturación, con trazas de fallas de dirección SW-NE.

a) *El abanico o raña de La Pinilla* es relativamente complejo, pues en realidad está formado por varios conos detríticos cuyos ápices, muy difíciles de ubicar con precisión, se concentran en la salida actual de los ríos o arroyos que tienen su nacimiento en las laderas que culminan en el pico del Lobo a 2272 m. El principal y más desarrollado tanto lateral como longitudinalmente tiene su arranque, relativamente bien conservado, en la Estación de esquí de La Pinilla. Dicho ápice, que constituye la separación natural de las aguas del río Cerezuelo con el vecino río Serrano (la distancia entre cuyos cauces en este punto es de tan sólo 200 metros), se encuentra a una altitud elevada -en torno a los 1500 m- y a partir de él la raña se extiende unos 10 km hasta alcanzar los 1140 m en las Matas de Bocígano, cerca de Soto de Sepúlveda. Tiene un perfil longitudinal fuertemente cóncavo, con una pendiente bastante marcada en el sector del ápice, en torno a 5°, que gradualmente disminuye hasta reducirse en el tramo distal a sólo 0,6°. De estas diferencias resulta una pendiente media general de 1,40° para este “abanico central” de La Pinilla (Fig. II.32 A y B), a ambos lados del cual se desarrollaron otros, aunque de menores dimensiones, cuyas cabeceras se localizan respectivamente a la salida del arroyo de la Buitrera y a la salida del arroyo de San Benito. Desde un punto de vista litológico, el área de procedencia del

material de este complejo abanico de raña está constituido por una secuencia esencialmente micaesquistosa que pasa de forma gradual a una serie más metasamítica y cuacítica, al E del *detachment* del Cervunal. Asociados a este accidente aparecen abundantes venas de cuarzo y localmente niveles variados de gneises (ITGME, 1995).

b) *El abanico o raña de Riaza* tiene su ápice a una altura próxima a los 1300 m junto a Riofrío de Riaza y su área fuente se localiza en el recuenco de La Quesera, cabecera actual de río Riaza cuya composición litológica es notablemente más variada. En el sector occidental de ésta, encuadrado en el sinclinal de Majaelrayo, continúa el afloramiento de la serie metasamítica y cuacítica antes indicada, a techo de la cual yacen bancos potentes y masivos de cuarcitas y cuazoarenitas, equivalentes a la “cuarcita armoricana”, que dan paso de forma gradual a tramos de pizarras, esquistos y cuarcitas. Estas dos formaciones datadas en el Arenig, que afloran en ambos flancos del citado sinclinal, especialmente en la margen derecha o sector oriental del valle del Riaza, están a su vez coronadas por una potente serie de pizarras oscuras, bastante homogéneas (ITGME, 1995). Este abanico presenta una mayor extensión que el anterior y está delimitado en la actualidad por dos importantes formas de disección fluvial: el valle del río Serrano, que marca su límite occidental, y el valle del río Riaza, que constituye su límite oriental. Visto en conjunto muestra un progresivo aumento de su desarrollo longitudinal de Poniente a Levante, de modo que desde el ápice hasta los sectores distales en su sector occidental -único tramo que se incluiría en el área de estudio- se prolonga a lo largo de unos 9,5-10 km y desciende hasta los 1.110-1.120 m (vértice geodésico de El Lomo); en su parte central tiene un desarrollo próximo a los 12 km y llega hasta los 1.090-1.100 m (cerro de El Pico) y, finalmente, en su sector más oriental alcanza su mayor longitud, 14 km, llegando hasta cotas absolutas de 1.020 m (alrededores de Fresno de Cantespino). Los perfiles longitudinales de los segmentos occidentales tienen una pendiente media general algo más baja que la raña de La Pinilla, oscilando según el trazado del perfil considerado entre 0,73° y 0,67°. No obstante puede diferenciarse un tramo superior, cuya pendiente media se mantiene en torno a 1,15° y otro inferior, que aproximadamente se inicia a los 1190-1210 m, donde ésta desciende suavemente con un gradiente medio de 0,60-0,75° (Fig. II.32 C y D).

La notable diferencia altitudinal entre el vértice o ápice de los dos abanicos diferenciados y su desigual pendiente se traduce en una distinta amplitud de área: así, la raña de La Pinilla, que se inicia a una altitud más elevada, se extiende en su práctica totalidad sobre los materiales metasedimentarios del piedemonte de la sierra y solamente sus sectores más distales llegan a fosilizar las facies miocenas rojas de este sector de la cuenca; por el contrario, la raña de Riaza, al arrancar a una altitud más baja, se extiende en su mayoría recubriendo los materiales de la cuenca miocena que se acaban de indicar. También desde un punto de vista litológico existen sensibles diferencias entre estos dos abanicos o conos detríticos, relacionados con la composición litológica del área fuente

respectiva: así, mientras que la raña de la Pinilla, cabecera actual de los ríos y arroyos que vierten sus aguas al Cerezuelo y Serrano (principales afluentes del Duratón), procede de un área fuente básicamente micaesquistosa y cuarzoesquistosa, la raña de Riaza presenta un área fuente fundamentalmente cuarcítica y pizarrosa. Esta diferencia y variedad litológica se ha reflejado, incluso en la composición y evolución de los suelos del conjunto de los dos abanicos o “rañas”, permitiendo su distinción a partir de criterios edafológicos, pues presentan una asociación Cambisol húmico-Acrisol háplico en la raña de la Pinilla y Acrisol háplico-Acrisol gleico en la del Riaza (FORTEZA *et al.*, 1992).

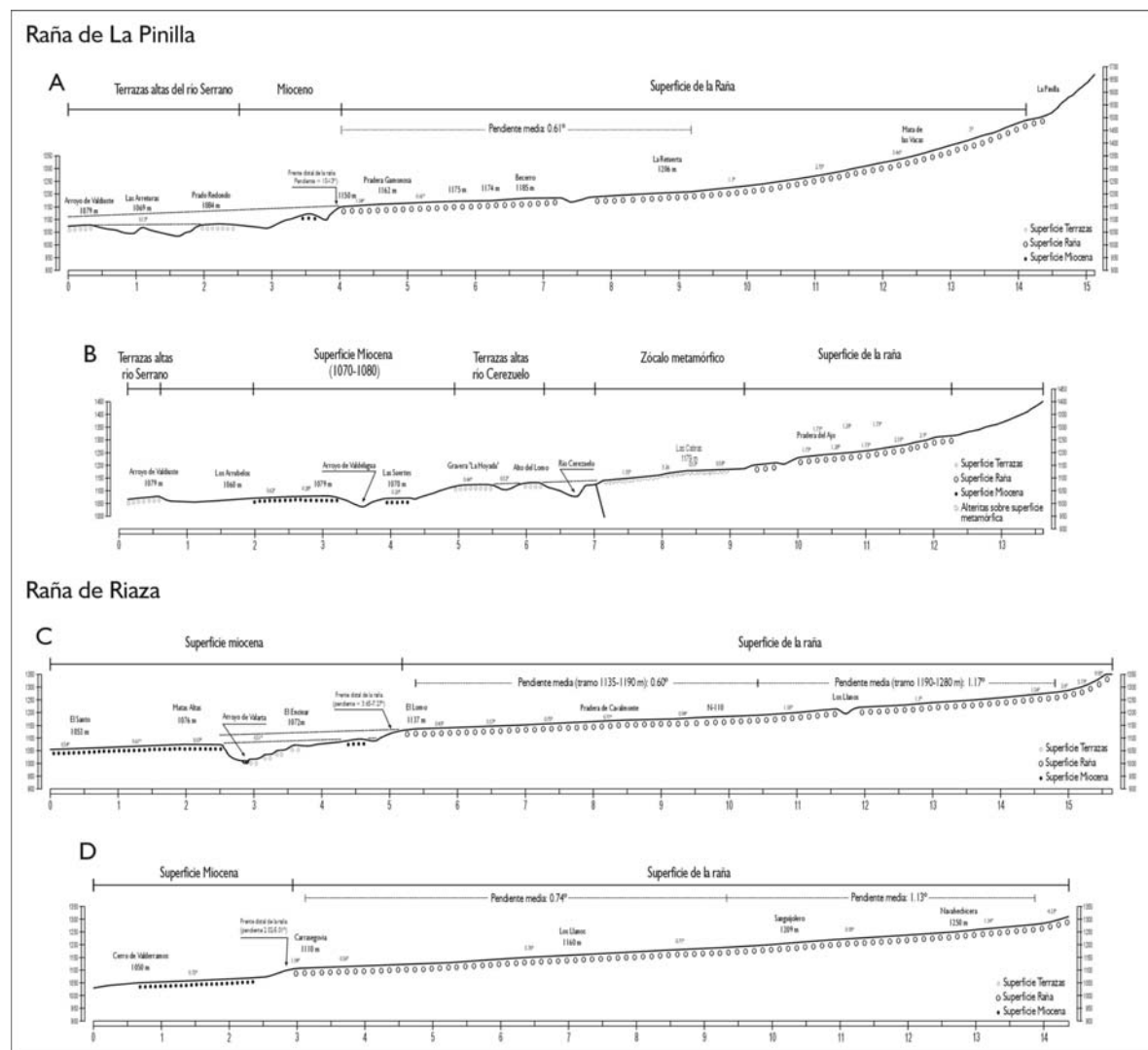


Fig. II.32. Relaciones morfotopográficas entre la raña, las superficies miocenas y las terrazas altas

Todo indica, pues, que la extensión de estos materiales de facies raña a partir de las cabeceras septentrionales de Somosierra formó a los pies de estos relieves dos grandes conos de deyección o abanicos aluviales coalescentes y desparramados, que con una dirección SE (130-140°)-NW (310-320°), modelaron inicialmente, es decir antes de la incisión de la red fluvial actual, extensas superficies aplanadas y ligeramente inclinadas hacia el interior de la cuenca; desde un punto de vista litoestratigráfico estas superficies

están constituidas -como ya se ha indicado- por un conglomerado o fanglomerado grueso, heterométrico y de estructura caótica, compuesto por cantos y gravas subangulosos de naturaleza silícea, aunque con presencia mayoritaria de cuarzos (y no de cuarcitas como ocurre en la mayor parte de las rañas), embalados en una matriz areno-arcillosa. El espesor de esta formación varía desde los 5-8 m en los ápices o áreas más próximas a los relieves de la sierra hasta los 1-2 m en las partes distales de los abanicos o en las áreas más alejadas de estos relieves.

La disección, fragmentación y dismantelamiento parcial de la raña por la red hidrográfica actual parece que estuvo controlada por las propias características morfotopográficas y morfométricas de los abanicos aluviales, siendo uno de sus parámetros básicos la presencia de perfiles radiales longitudinales cóncavos y perfiles radiales transversales convexos, disminuyendo, por tanto, la altura desde el radio central hacia los bordes (BLAIR y McPHERSON, 1994; RACHOCKI, 1981). De este modo, los ápices de los conos actuaron como formas de difluencia de los canales fluviales principales o alóctonos, que se inician en las altas y escarpadas laderas de Somosierra, como lo demuestra que en el abanico de La Pinilla, el río Cerezuelo y el Serrano estén separados apenas 200 m a partir de su ápice o “vértice”, localizado en la Estación de Esquí del mismo nombre o que también esta escasa separación ocurra, en el abanico de Riaza, entre el arroyo de San Benito (afluente del Serrano) y el propio río Riaza. Al mismo tiempo estos ríos comenzaron a encajarse en los extremos de los conos, sectores más bajos topográficamente, y por tanto más favorables para concentrar las aguas. Asimismo, los arroyos que conforman la red fluvial secundaria o autóctona tienden a iniciarse en el eje radial en las proximidades de los ápices y luego se desarrollan de forma divergente hacia el pie de los abanicos. Puede decirse, por tanto, que la morfología y morfotopografía de estos conos o abanicos ha determinado la forma centrífuga de la red fluvial, divergente desde los ápices, al encajarse en ellos durante el Cuaternario. La disección posterior sobre la formación de la raña se refleja en una morfología en planta palmeada por las digitaciones enmarcadas por los valles de los arroyos o ríos que la disecan (FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE, 1985).

Así pues, como consecuencia de la incisión y la denudación realizada tanto por los cursos principales o alóctonos como los secundarios o autóctonos, la superficie de los abanicos de la raña se encuentra profundamente disecada, mostrándose en la actualidad fragmentada y transformada en un conjunto de alargadas plataformas cubiertas de canturreal o guijarral de cuarzos y separadas entre sí por valles bien marcados, aunque bastante amplios, que atraviesan la formación de la raña y excavan las formaciones miocenas e incluso paleozoicas subyacentes. La superficie culminante y aplanada de estas estrechas y alargadas “mesas o llanuras tabulares de raña” tiene normalmente un desnivel variable entre los 80 y los 110 metros por encima de los cauces fluviales de los ríos principales que

la atraviesan y ha sido precisamente el encajamiento posterior de los ríos lo que ha contribuido a resaltar dicha morfología externa.

A pesar del fuerte grado de disección efectuado por los ríos y arroyos en la superficie de la raña, con la consiguiente evacuación de una parte importante del volumen del material detrítico, aún es posible reconocer la disposición y la expresión morfológica de su relieve original, cuyos bordes y límites son en la actualidad relativamente claros, a diferencia de aquellos más suaves y difusos modelados en las superficies alomadas miocenas. Estos atributos morfológicos de la raña, relacionados con la naturaleza conglomerática del depósito, que le otorga una dureza y resistencia algo mayor ante los procesos de modelado, y con su edad relativamente reciente permite precisar que la extensión y longitud inicial alcanzada por la raña no debió diferir en gran medida de sus límites actuales, apoyando la idea apuntada por MARTÍN ESCORZA (1977) de que “las rañas, aunque han sido afectadas por la erosión posterior (cuaternaria) puede decirse, por su forma y disposición general, que su amplitud y longitud máximas actuales son las mismas que alcanzaron desde su origen”. Esta idea parece respaldarse con observaciones directas de campo y mediante fotointerpretación, a partir de las cuales se ha podido reconocer todavía con cierta nitidez cómo el enlace entre las partes distales de los abanicos de la raña con los niveles miocenos se produce a través de pequeñas rupturas de pendiente del orden de 5-7°, que generan a modo de suaves frentes de unos 10-20 metros, en ocasiones realzados por el encajamiento o incisión en dicho contacto de valles secundarios. En todo caso estos rasgos morfométricos de los frentes distales de la raña parecen indicar que al menos en el sector occidental de la raña de La Pinilla y Riaza, su extensión debió mantenerse aproximadamente con sus límites actuales. En la referida área de contacto, estos estrechos y cortos frentes aparecen modelados como suaves glaciares detríticos que esparcen el canturreo de la raña sobre los afloramientos miocenos, o incluso en ocasiones sobre niveles de terrazas o sobre materiales paleozoicos, constituyendo entonces una formación superficial con rasgos de “rañizo”.

II.3.5. LAS CAMPIÑAS ARENOSAS DE LA TIERRA DE PINARES

Durante el Cuaternario, y de forma más o menos simultánea con la morfodinámica fluvial, que es la responsable principal del modelado final del relieve en estas áreas de cuenca sedimentaria, se produce asimismo la removilización o deflación eólica de la fracción fina de depósitos aluviales depositados por los ríos. Esta actividad eólica impulsada por vientos procedentes del SW y W, que se inicia a partir del Pleistoceno superior (Tardiglaciario), movilizó y redistribuyó importantes espesores de arenas con la suficiente entidad para constituir una unidad morfosedimentaria propia, cuyo límite suroriental coincide con el borde occidental del área de estudio.

Esta unidad morfosedimentaria o geomorfológica, a la que se ha denominado Tierra de Pinares, se sitúa mayoritariamente en el NW de la provincia de Segovia y, con menor extensión, en el extremo oriental y suroccidental de las de Avila y Valladolid respectivamente, constituyendo una comarca natural caracterizada por la presencia de un extenso recubrimiento de arenas cuarzo-feldespáticas de colores claros, cuyo rasgo paisajístico más singular -al que debe su nombre- es que los edificios dunares formados por ellas están fijadas por una vegetación arbórea de pinares resineros de *Pinus pinaster* y pinares piñoneros de *Pinus pinea* (BRAVARD, 1966; BULLÓN MATA y SANZ HERRÁIZ, 1977; CALONGE CANO, 1987). Esta vinculación “pinar-arenal” permite delimitar con claridad la extensión de esta comarca o unidad geomorfológica, de modo que, como fue advertido ya por HERNÁNDEZ PACHECO, F. en 1923, “casi sin excepción, puede decirse que allí donde las arenas se encuentran, existen zonas de pinar”.

Esta cobertera arenosa se asienta principalmente sobre materiales neógenos, pero también sobre otros cretácicos o paleozoicos, fosilizando y enmascarando un paleorrelieve previo. En relación con esta paleotopografía el espesor o potencia de las arenas es diverso e irregular, aunque en líneas generales suele ser bajo, con una media entre 5 y 8 metros y una variabilidad entre menos de 1 m hasta más de 60 m, como ocurre en el talud excavado en la mina de Burgomillodo, cuya excepcional potencia se debe a una depresión previa relacionada con un sinclinal asociado al pliegue monoclinal más septentrional del macizo de Sepúlveda (DÍEZ HERRERO y BATEMAN, 1998).

Desde mediados del siglo XIX y hasta fechas muy recientes esta formación arenosa ha llamado la atención de los investigadores, fruto de lo cual existen abundantes aportaciones bibliográficas que han sido sintetizadas y puestas al día en recientes trabajos (DÍEZ HERRERO y BATEMAN, 1998; BATEMAN y DÍEZ HERRERO, 1999, 2001; DÍEZ HERRERO *et al.*, 2002). El interés de estas aportaciones científicas se ha centrado fundamentalmente en averiguar la procedencia u origen de las arenas, así como en establecer los mecanismos morfogénéticos y la cronología de su emplazamiento. Con esta finalidad y desde diversas aproximaciones metodológicas, que han incluido análisis sedimentológicos, paleopalinológicos, observaciones geomorfológicas, sondeos, dataciones, etc, se ha llegado en la actualidad a un conocimiento bastante preciso de esta unidad morfosedimentaria.

II.3.5.1. Las interpretaciones del origen del manto arenoso

A mediados del siglo XIX este recubrimiento de arenas finas de la provincia de Segovia es citado por CASIANO DEL PRADO (1854), para quien estarían en relación con un lavado o retoque producido por las aguas durante las últimas manifestaciones del periodo diluvial. Unos años más tarde, CORTAZAR (1891) habla de arenas diluviales, arenas movedizas o arenas sueltas, que sirven de asiento a extensos pinares, las cuales “proceden

de las arenas cretáceas, deshechas con suma facilidad en cuanto han ido desapareciendo, disueltas por las aguas, las calizas que las cubren. Estas arenas indudablemente han debido al principio encontrarse más cerca de la sierra; pero las aguas corrientes, arrastrándolas por los ríos, y los vientos reinantes, llevándolas hacia el Norte, las han concentrado en los sitios donde ahora se hallan”. Este término “diluvial”, utilizado antiguamente para designar los materiales fluviales del Cuaternario, se sigue empleando hasta fechas relativamente recientes en la síntesis del Mapa Geológico de España (Hoja de Segovia) a escala 1: 200.000 (IGME, 1980) para designar a estos afloramientos arenosos.

Ya a principios de la tercera década del siglo XX las observaciones sedimentológicas realizadas por F. HERNÁNDEZ PACHECO (1923) reafirman la presencia en la provincia de Segovia de “arenas voladoras”, de naturaleza silíceas, muy finas y de forma redondeada, producida por el roce de unos granos con otros al ser arrastrados por el viento. Esta caracterización es apoyada años más tarde por BRAVARD (1966), quien establece de forma precisa las características sedimentológicas y mineralógicas de las arenas de la Tierra de Pinares, comparándolas además con las de las arenas albenses y de las formaciones miocenas. En las tres unidades los granos están constituidos mayoritariamente por cuarzos, pero la granulometría refleja sólo una buena clasificación en las arenas de la Tierra de Pinares y en las arenas albenses. No obstante existen diferencias notables en la forma de los granos, como se revela del examen binocular: las primeras son muy redondeadas y las segundas muestran contornos relativamente angulosos.

Estos caracteres sedimentológicos de las arenas de la Tierra de Pinares y de otras formaciones similares y próximas apuntados por los autores citados son precisados con mayor detalle por ALCALÁ DEL OLMO (1972) y por CASAS *et al.*, (1972), incluyendo un análisis granulométrico, morfoscópico y mineralógico. Para el primer autor, desde un punto de vista granulométrico, las formaciones arenosas en las proximidades de Cuéllar están fundamentalmente compuestas de arena fina (0,5 y 0,2 mm), y presentan una clasificación general buena (curvas acumuladas de forma sigmoidal e índices de *Trask* -So- entre 1,25 y 1,58). Por su parte, el análisis mineralógico refleja un predominio claro del cuarzo, seguido en menor medida por los feldespatos potásicos. La morfoscopía realizada en éste arroja un dominio de los granos de cuarzo subredondeados mates, lo que indicaría un significativo grado de desgaste, propio de un material que ha sufrido una intensa acción eólica hasta su depósito final. Por su parte, el trabajo de los autores citados en segundo lugar aporta idénticos resultados en los arenales situados entre los ríos Pirón y Voltoya al S de los anteriores. No obstante en este trabajo se compara la morfoscopía de diferentes sedimentos arenosos, cuyos resultados reflejan: granos redondeados mates, evidenciando una acción eólica, para los arenales; igualmente granos redondeados mates para las terrazas; granos no desgastados para las formaciones terciarias, indicando un transporte corto; y granos no desgastados y subredondeados brillantes para las arenas albenses del Cretácico inferior.

Recientemente DÍEZ HERRERO *et al.*, (2002) llevan a cabo nuevos análisis sedimentológicos en puntos distribuidos por toda la Tierra de Pinares; aunque los resultados obtenidos son semejantes a los obtenidos por los anteriores autores, los caracteres texturales procedentes del estudio de la exoscopía de los granos de cuarzo refleja algunas diferencias, relacionadas con una serie de diversas marcas que aparecen en éstos (limpios, lisos y mates; rugosos y mates; mates y algo picados, muy limpios y algo mates; etc.) y que son atribuibles a diferentes ambientes de sedimentación. Dichos ambientes tienen en la mayoría de las muestras caracteres fluviales, estando las partículas posteriormente modificados en mayor o menor medida en un medio eólico. Esta interpretación se corrobora además con los resultados del análisis de la estructura y de la secuencia sedimentaria en una serie de columnas estratigráficas, especialmente en la secuencia levantada en la mina de Burgomillodo, donde se reconocen dos paleoambientes sedimentarios: uno, con el que se relación la deposición de grandes volúmenes de capas de arena, correspondiente a sistemas fluviales *braided*; y otro, en el que se genera la morfología en dunas, marcado por la removilización y el desplazamiento por la actividad eólica sobre estos mantos de arena de la fracción más fina (BATEMAN y DÍEZ HERRERO, 1999).

Así pues, parece claro que la acción eólica diversificó la morfoscopía fluvial originaria y ello motivó la dilatada polémica acerca de si el transporte de las arenas hasta su emplazamiento actual fue realizada por corrientes de agua o por el viento (CALONGE CANO, 1987). De los análisis sedimentológicos se desprende, por tanto, que las condiciones o el mecanismo de transporte de las arenas se debe a un accionamiento eólico y/o fluvial. No obstante, en las primeras investigaciones se concede una mayor importancia -casi única- al transporte eólico, de manera que la procedencia o “manantial” de las arenas se relacionó con las formaciones arenosas del cretácico y del mioceno, las cuales se habrían desagregado y habrían sido posteriormente esparcidas a las áreas actuales por la acción del viento (CASIANO DEL PRADO, 1854; CORTAZAR, 1891; HERNÁNDEZ PACHECO, 1923; BRAVARD, 1966). En la misma línea, ALCALÁ DEL OLMO (1972) explicó la procedencia de las arenas a partir de granos heredados de los materiales graníticos y metamórficos del macizo de Guadarrama y de la formación detrítica albense, localizada junto a Segovia, en las que existe un predominio de este tipo de granos, junto con aportes del bloque de Santa María la Real de Nieva; estos materiales habrían sido transportados a su emplazamiento actual en un medio fundamentalmente eólico, sufriendo después una redistribución impulsada por las corrientes fluviales que atraviesan la Tierra de Pinares.

En el mismo año, CASAS *et al.*, (1972), opinan ya que el origen de las arenas se relaciona con un mecanismo conjunto de acción eólica y transporte fluvial, planteándose dos hipótesis: los arenales se originaron bien a partir de aportes fluviales, retocados posteriormente por el viento, o bien a partir del transporte fluvial de sedimentos previamente eolizados y que posiblemente recubrían el terciario, inclinándose finalmente por esta última. Por su parte, para PÉREZ GONZÁLEZ (1982a) la variabilidad textural de las arenas depende de sus

áreas madres, de modo que las provenientes del barrido de los depósitos fluviales de las terrazas del río Duero, por la acción de vientos dominantes del SW, están mejor seleccionadas y se acumulan en tamaños de arena media; por el contrario, las que tienen su origen principalmente en las facies arcósicas terciarias están peor calibradas y tienen tamaños medios más gruesos. Por lo tanto, para este autor, “el origen de las arenas eólicas está sin duda en distintas áreas madres, pero siempre próximas a sus lugares de deposición”; y concluye que “estas acciones eólicas, que han modelado mantos de arena y dunas de tipo parabólico, formando grupos con ramas coalescentes y tomando el aspecto de frentes dunares en arco, han funcionado repetidas veces a lo largo del Cuaternario, desde por lo menos el Pleistoceno medio hasta la actualidad”.

Por tanto a partir de finales de los años setenta comienza a plantearse con más fuerza la hipótesis de que las arenas de la Tierra de Pinares proceden de aluviones fluviales depositados por ríos provenientes de los relieves del Sistema Central, en cuyo recorrido inicial atraviesan materiales paleozoicos (metamórficos y graníticos) y cretácicos (calizas, dolomías y arenas y conglomerados del Albense), que aportan grandes cantidades de arenas a su carga, con las que construyen amplias llanuras aluviales arenosas. Posteriormente, éstas fueron selectivamente removilizadas por deflación eólica (CALONGE CANO, 1987; FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988a; DÍEZ HERRERO y BATEMAN; 1998; BATEMAN y DÍEZ HERRERO, 1999, 2001; DÍEZ HERRERO *et al.*, 2002)

En concreto, para CALONGE CANO (1987) la cobertera arenosa de la Tierra de Pinares segoviana constituiría una llanura aluvial construida por unas corrientes fluviales de régimen irregular, no bien jerarquizada, con migraciones laterales, difluencias frecuentes, cauces anastomosados y divagantes y caudales de elevada carga límite y competencia, que depositaron aluviones de fracción predominantemente arenosa gruesa y cuarzosos, y en menor medida gravas finas desde fines del plioceno hasta el final del Würm. Con posterioridad, en el marco de la sequedad del clima frío periglacial finiwürmiense y bajo la acción de vientos constantes y fuertes precedentes del Norte-Noreste, se produciría el desplazamiento de arenas de fracción fina y, en menor medida, de fracción media, modelando campos de dunas dispersos de tipo barján, retocados posteriormente por vientos del Oeste ya durante el Holoceno. En este mismo año, FERNÁNDEZ GARCÍA (1988a) reconoce extensos aplanamientos situados en el extremo occidental de la Tierra de Pinares; uno de ellos, la denominada Superficie de Coca está constituida por un depósito arenoso, cuyas características sedimentológicas se asocian a secuencias fluviales de tipo *braided*. Este depósito aparece recubierto superficialmente por arenas, con espesores entre 1 y 3 m, que presentan una morfología de dunas y trenes de dunas, cuyo tipo más frecuente es el de dunas parabólicas, que por su orientación apuntan una dirección del viento dominante desde SW hacia el NE; dichos modelados serían resultado de un accionamiento eólico de funcionamiento reciente (finales de Pleistoceno superior).

En los últimos años se han publicado una serie de trabajos interesantes que incluyen dataciones, lo que ha permitido no sólo explicar las condiciones morfogenéticas de la sedimentación del manto de arenas, sino también ubicar con una mayor precisión cronológica el funcionamiento de la actividad eólica y establecer su relación con las particularidades climáticas imperantes durante su génesis.

Un primer trabajo en esta línea es el realizado por TEMIÑO *et al.*, (1997) en el sistema de dunas-humedales de Cantalejo, en el borde suroriental de la Tierra de Pinares. Se caracteriza éste por la presencia dominante de dunas transversas y pequeñas formas parabólicas y barjanoides, entre las cuales se desarrollan áreas interdunares secas y húmedas (a veces con lagunas) dependiendo de la profundidad del nivel freático. La lineación y la orientación de las crestas dunares indican que el movimiento se produjo por vientos dominantes del W o SW. Por medio de sondeos manuales, estos autores han reconocido la presencia de varios paleosuelos intercalados en las arenas eólicas que han sido datados por el método C^{14} ; y han dado unas edades de 10.200 ± 60 años BP, 6.120 ± 60 años BP, 2.210 ± 60 años BP y 1.480 ± 130 años BP. Por tanto, a partir de la edad de estos niveles edafizados se puede asegurar que el funcionamiento de la sedimentación eólica del sistema dunas-humedales de Cantalejo ha tenido lugar a lo largo de los últimos 10.000 años (Holoceno) y es ligeramente más antiguo en la parte occidental que en la parte oriental (10.200 años BP frente a 6.120 años BP) lo que sugiere un avance de todo el sistema eólico desde el W hacia el E. Además, estos autores plantean, en función de la relación de las dataciones con las variaciones climáticas holocenas, que la movilización de los cuerpos dunares se produjo durante periodos climáticos áridos, que implicarían un descenso del nivel freático, una reducción de la cubierta vegetal y la desaparición de los humedales y, por tanto, la reactivación de la actividad eólica; por el contrario, la instalación de las dunas-humedales se ligaría a episodios húmedos, que favorecerían un ascenso del nivel freático y la inmovilización del sistema dunar como consecuencia del desarrollo de la vegetación (TEMIÑO *et al.*, 1997).

Más recientemente, DÍEZ HERRERO y BATEMAN, 1998; BATEMAN y DÍEZ HERRERO (1999, 2001) y DÍEZ HERRERO *et al.*, (2002), llevan a cabo, además del estudio sedimentológico ya comentado anteriormente, la datación de las arenas por medio de termoluminiscencia y luminiscencia de estimulación óptica y proponen finalmente una interpretación paleoambiental para el origen de esta formación arenosa. Las dataciones realizadas en las muestras recogidas en la columna sedimentológica levantada en la mina de áridos de Burgomillado (extremo oriental de la Tierra de Pinares en contacto con el macizo calcáreo de Sepúlveda) revelan la existencia de dos periodos de deposición de las arenas. El primero, que se correspondería con la mayor parte del afloramiento, se ha identificado con una fase datada entre los 12.500 y 11.000 años, localizada por lo tanto en el Pleistoceno superior final (Tardiglacial würmiense) y relacionada desde un punto de vista climático con el periodo frío y seco del Dryas reciente o superior. El segundo, en el que se produciría la sedimentación de la parte superior del depósito, se ha datado en torno a los 7.000 años,

ya en el Holoceno, e incluye tanto a la etapa climática Preboreal (finiglaciár) y Boreal como al Atlántico (inmediatamente anterior al Óptimo Climático Postglaciár), periodo caracterizado por unas condiciones templadas y secas. En base a estos argumentos sedimentológicos y cronológicos, estos autores atribuyen el origen de las arenas de la Tierra de Pinares a sistemas fluviales plio-cuaternarios de canales con baja sinuosidad, múltiples y erráticos (tipo *braided* de arenas), que depositaron extensos mantos de arena en sus amplias llanuras arenosas (*sand-flats*). Posteriormente, durante los periodos secos y fríos del Tardiglaciár (Dryas reciente o superior), la persistencia de vientos de componente Oeste-Suroeste y la escasez de la vegetación arbórea, provocó la removilización superficial de estos mantos arenosos, modelando cubetas de deflacción y acumulaciones barjánicas. Este episodio ha sido correlacionado con la actividad eólica del noroeste de Europa, interpretándose que las oscilaciones climáticas del Dryas reciente afectaron a la Península Ibérica y causaron una disminución de las temperaturas y un incremento de la sequedad (BATEMAN y DÍEZ HERRERO, 2001). El último episodio de accionamiento eólico de cierta significación se inició a comienzos del período Atlántico con el depósito de mantos arenosos generalizados, aunque no muy potentes. Finalmente, la estabilización de las formas eólicas pudo completarse con la llegada del Subatlántico, etapa que se inicia con el llamado periodo cálido de la era romana, en la que la vegetación de pinares colonizó y fijó las arenas gracias a las mejores temperaturas y la ausencia de vientos persistentes (DÍEZ HERRERO y BATEMAN, 1998; DÍEZ HERRERO *et al.*, 2002) (Fig. II.33)

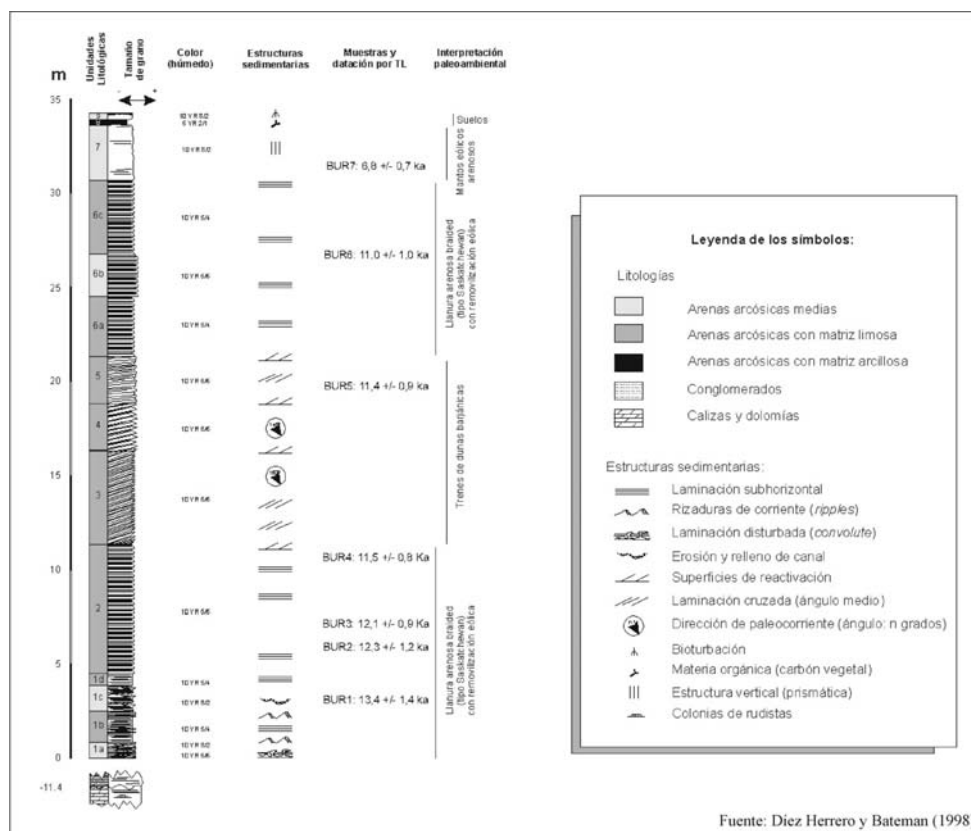


Fig. II.33. Columna sedimentológica y datación por luminiscencia de la arenas de la Tierra de Pinares (en: Díez Herrero y Bateman, 1998)

II.3.5.2. El modelado sobre la formación arenosa eólica de la Tierra de Pinares en su borde oriental

En conjunto, la comarca de la Tierra de Pinares constituye una unidad morfosedimentaria formada por una amplia llanura aluvial plio-cuaternaria remodelada por el viento de topografía suavemente ondulada, que puede ser definida por su morfología como una campiña arenosa dispersamente alomada (CALONGE CANO, 1987). Su altitud media es de unos 800 m, aunque se inclina ligeramente desde el SE y E donde la altura está próxima a los 950-1000 m hacia el NW, donde se sitúa a 700-750 m. Se extiende, dentro de la provincia de Segovia, de forma alargada de Este a Oeste, siendo drenada por los ríos Eresma, Pirón y Cega, además del Voltoya, que limita su borde occidental (aunque aparecen algunas manchas de arenas de menor extensión más al W, en el interfluvio Zapardiel-Adaja), y el Duratón, que constituye su límite oriental. Se trata de ríos alóctonos que nacen en las estribaciones septentrionales de la sierra de Guadarrama-Somosierra, y atraviesan la Tierra de Pinares de forma perpendicular con una dirección general SE-NW. Dada la disposición de sus valles, perpendicular a los vientos dominantes del SW y W, actuaron como barreras que limitaron la extensión a ámbitos más orientales de las arenas, ya que éstas eran interceptadas y evacuadas por las redes fluviales (HERNÁNDEZ PACHECO, 1923). Para este autor, el río Duratón constituiría “una de las más claras barreras de la formación arenácea, presentándose todos los barrancos de su margen izquierda invadidos completamente por las arenas, mientras los de la derecha aparecen totalmente desprovistos de ellas, por no poder salvar el obstáculo que el río les presenta”. Esta idea es apoyada por DIEZ HERRERO y BATEMAN (1998), para quienes los cauces controlan el desarrollo del transporte eólico, y se manifiesta particularmente bien en ambas orillas del valle del Duratón.

Precisamente, sólo los materiales arenosos pertenecientes al borde más oriental de esta unidad de relieve o geomorfológica que es la comarca de la Tierra de Pinares, penetran en el área estudiada en este trabajo. Estos se localizan en extremo occidental del Macizo de Sepúlveda, fosilizando, total o parcialmente, paleorrelieves modelados sobre los afloramientos cretácicos, paleógenos y miocenos de la margen izquierda de los ríos Duratón y San Juan entre Aldeosancho-Sebúcor, al S, y Burgomillodo-Navalilla, al N.

En detalle, las formas de origen eólico que se han cartografiado en el mapa geomorfológico constituyen -como se ha dicho- los afloramientos arenosos del límite E de la citada comarca de Tierra de Pinares y se reducen a pequeños campos de dunas y a simples acumulaciones o mantos arenosos indiferenciados de espesor variable; entre ambos modelados aparecen, además, áreas semiendorreicas, relacionadas con un drenaje difuso.

II.3.5.2.1. Acumulaciones eólicas dunares, surcos con fondos endorreicos y mantos o coberteras arenosas

En el borde occidental del Macizo de Sepúlveda -y dentro del área de estudio- estos modelados aparecen de forma marginal: por un lado, sobre la campiña arenosa entorno a los núcleos de Sebúlcór, Fuenterrebollo y Navalilla situada a una altitud entre los 920-935 m, constituyendo el borde nororiental del campo dunar de Cantalejo; y, por otro, aunque sin constituir verdaderas formas dunares- en tramos de vertientes de débil inclinación en los valle del Duratón y San Juan, siendo éstas últimas las que se explicarán con más detalle.

La presencia de extensas acumulaciones arenosas formando campos de dunas principalmente transversas y en menor medida parabólicas o barjánicas, entre las que aparecen surcos interdunares ocupados frecuentemente por lagunas, se han señalado en áreas próximas como ocurre entre Cantalejo y Lastras de Cuéllar (CALONGE CANO, 1987, ITGME, 1993b; DÍEZ HERRERO *et al.*, 1996; TEMIÑO *et al.*, 1997). Estas dunas presentan crestas rectas o ligeramente sinuosas, cuya orientación general sugiere vientos procedentes del SW o W (TEMIÑO *et al.*, 1997). Al NE y en las localidades anteriormente citadas, estos rasgos morfológicos se encuentran degradados por la deflación eólica reciente y por las dificultades de instalación y avenamiento de la red de drenaje en estos materiales tan sumamente permeables. Ello se ha traducido en el modelado de pequeños surcos y vaguadas más o menos alargadas y apenas insinuadas, que presentan fondos endorreicos.

Los modelados eólicos acogidos en las laderas de los valles, por su parte, aparecen concentrados en dos áreas. La primera, en la que ocupan una reducida extensión, se localiza en el tramo inicial de las vertientes de la margen izquierda de los ríos Duratón y San Juan, desde inmediatamente antes de su confluencia hasta el meandro de la “Cueva del Pajar” (anterior al del Monasterio de la Hoz). Aunque las acumulaciones eólicas no forman dunas propiamente dichas, es posible reconocer una sucesión de varios frentes de arena. Dichos frentes arrancan con pendientes en torno a 15° y enlazan con perfiles que presentan segmentos de mayor extensión, suavemente cóncavos y de unos 5-8°, hasta enlazar con el siguiente frente arenoso, modelando en conjunto perfiles convexo-cóncavos, resultando difícil saber si estos tramos cóncavos de menor pendiente se corresponden con rellanos estructurales (ligados al afloramiento de litologías resistentes) o con rellanos o aterrazamientos fluviales, enmascarados por el recubrimiento eólico. De hecho, se ha podido apreciar cómo estos amontonamientos arenosos suelen enlazar con rellanos estrechos que preceden al fuerte encajamiento del Duratón, los cuales -en ocasiones- están recubiertos por cantos sueltos y dispersos de cuarzo de origen fluvial, fosilizados en parte por el avance de las arenas.

También se ha podido observar en este sector una cierta movilidad de las arenas, aunque ésta parece más relacionada con la arroyada que con un accionamiento eólico. Este fenómeno se aprecia bien en el meandro de la Cueva del Pajar, cuya ladera forma un fuerte escarpe jalonado por fracturas verticales ensanchadas por disolución, a modo de “corredores”, por donde se canalizan las arenas arrastradas por la arroyada, que se acumulan en la base del escarpe dando lugar a pequeños conos de deyección. Estos solamente son visibles con claridad en épocas de estiaje, ya que durante las fases de aguas altas son evacuados con relativa facilidad por la corriente fluvial. En torno a San Miguel de Neguera, estas laderas de la margen izquierda del río San Juan, de fuerte pendiente y modeladas sobre conglomerados calcáreos, calizas y margas, se encuentran bastante acarcavadas y a la vez parcialmente fosilizadas por arenas, las cuales pueden ser arrastradas y evacuadas con facilidad por la arroyada concentrada.

La vertiente de la margen izquierda del Duratón, aguas abajo de la presa de Burgomillodo, constituye un segundo ámbito donde se puede reconocer la alineación de frentes dunares, ya con unas características morfológicas típicas. Aquí las acumulaciones eólicas alcanzan un espesor considerable, como puede verse en el talud de más de 50 m abierto en la mina de extracción de arena situada a la entrada de la citada población. Esta extraordinaria potencia se ha explicado por el paleorrelieve previo, correspondiente a una depresión adaptada a una deformación sinclinal (DÍEZ HERRERO *et al.*, 1996 y DÍEZ HERRERO y BATEMAN, 1998), si bien hay que tener en cuenta que, cuando se inicia la removilización eólica a partir del Tardiglacial -como han señalado estos autores-, el río Duratón probablemente ya había excavado la práctica totalidad de su profundo valle; de esta manera los vientos constates y fuertes provenientes del SW pudieron transportar y depositar en la ladera izquierda grandes cantidades de arenas, las cuales al progresar y llegar al lecho del río eran evacuadas con facilidad, impidiendo así la acumulación eólica sobre la margen derecha del mismo. De otro lado, la barrera impuesta por el Duratón al avance de las arenas hacia el E y NE supuso una realimentación constante en la carga fluvial de este río, puesto que los vientos que arrastraban las arenas hasta su cauce en el tramo anterior a la presa de Burgomillodo (concretamente entre ésta y el vértice que forman el Duratón y el San Juan en su confluencia) eran retomadas por la corriente y evacuadas rápidamente; posiblemente buena parte de esta carga era depositada a la salida de la actual presa en momentos en que la dinámica fluvial fuera favorable al desarrollo de lechos anastomosados o trenzados. También el estrecho boquete donde se ubica la actual presa pudo producir importantes cambios hidrodinámicos con impronta en la sedimentación; ello explicaría la complejidad de la columna estratigráfica levantada sobre 35 m en la mina de Burgomillodo por BATEMAN y DÍEZ HERRERO (1999), quienes reconocen varios ambientes sedimentarios fluvio-eólicos superpuestos, ya que en dicha columna se intercalan depósitos arenosos asociados a llanuras arenosas *braided* con cierta removilización eólica y depósitos arenosos vinculados al apilamiento sucesivo de trenes de

dunas barjánicas, en las que se han reconocido laminaciones cruzadas de alto ángulo, así como mantos eólicos.

En la superficie de esta vertiente izquierda del valle del Duratón se reconocen igualmente importantes acumulaciones arenosas que descienden hacia el valle, formando una serie de crestas o frentes, aunque poco pronunciadas que se adaptan y parcialmente enmascaran varios rellanos topográficos (situados a +29-30 y +18-20 m del lecho actual del río), la presencia y localización de los cuales está condicionada por el desplazamiento lateral del río, que en este sector presenta un lecho meandriforme, pudiéndose reconocer varios meandros abandonados que evidencian cambios recientes en el trazado de su canal. Da la impresión de que, en los momentos en que funcionaron estos canales, se produjo una fuerte zapa basal en esta margen izquierda, capaz de dismantelar los citados rellanos y de modelar un fuerte y activo talud; con pendientes entre 35 y 40° y recubierto superficialmente por arenas, en este talud se desarrollan hoy importantes procesos de dinámica de vertientes (flujos de arenas) y de arroyada (formación de pequeños conos de deyección).

Alternando con los campos de dunas descritos aparecen recubrimientos eólicos sin forma definida, constituyendo mantos o coberteras arenosas dispersas y por lo general de escaso o reducido espesor, ya que prácticamente enrasan con las superficies modeladas en los materiales dolomíticos y en los conglomerados calcáreos o miocenos. No obstante, su espesor aumenta considerablemente cuando las arenas recubren y rellenan antiguos valles o vallonadas abiertos con anterioridad al accionamiento eólico, como ocurre al norte de Sebúcor. Los arroyos que recorren esporádicamente estos valles (A° de Charco Redondo, A° del Portillo del Pez), encajados como máximo unos 40 metros, debieron alimentar y actualmente alimentan con el transporte de las arenas a la Hoz del Duratón en el sector de la Ermita de N^a S^a de la Calleja. En cambio otros arroyos, como el de Los Pradillos, apenas pueden insinuar su valle cuando atraviesan el manto arenoso, y solamente se encajan en los sectores más próximos a la hoz, al incidir directamente sobre los materiales dolomíticos.

Puede decirse, pues, que las formas dunares de este sector oriental de la Tierra de Pinares, modeladas durante la removilización eólica que se inicia en el Tardiglacial, muestran diferentes estadios de degradación en relación con retoques eólicos recientes u holocenos, transformándose con frecuencia en amontonamientos o mantos arenosos de fisionomía indiferenciada y de escaso espesor en los lugares culminantes y, por tanto, mejor expuestos a la deflación de viento (CALONGE CANO, 1987; TEMIÑO *et al.*, 1997; DÍEZ HERRERO y BATEMAN, 1998; BATEMAN y DIEZ HERRERO, 1999). Sin embargo, la mayor parte del material acarreado por este accionamiento eólico se acumuló en los valles o áreas deprimidas previas, algunas de las cuales llegó a rellenar por completo. Por su parte, las formas dunares desarrolladas sobre las laderas suaves de los valles parece que han conservado mejor su morfología externa al estar más resguardadas de la acción del viento.



Foto II.17. Vista general de la depresión de La Nava-Torrecilla, que drena al valle del Casilla

Foto II.18. Detalle del frente distal de la raña en el paraje de Carrasegovia



Foto II.19. Vista general del manto arenoso de la Tierra de Pinares.

CAPÍTULO III

EI MODELADO GENERAL DE LOS VALLES

III.1. EL MODELADO DE LOS VALLES EN RELACION CON LA NATURALEZA Y EL COMPORTAMIENTO DEL ROQUEDO.

En el capítulo sobre el contexto litológico se han descrito los caracteres litoestratigráficos de las rocas aflorantes, así como su distribución en el área de estudio; en éste el objeto es agrupar las diferentes litofacies según su trascendencia geomorfológica y apreciar su influencia en los procesos responsables del modelado de los valles. Parece evidente que la apertura y el desarrollo de estas formas se encuentran siempre influidas por la naturaleza y los caracteres de las rocas sobre las que actúan los procesos ligados a la dinámica fluvial, de modo que, al atravesar cada unidad o formación litológica (o cada agrupación de dos o más), los valles tenderán a adquirir configuraciones diferenciadas. Desde este punto de vista, puede hablarse de morfolitología, es decir del conjunto de caracteres que presenta una forma de relieve -en este caso un tramo de valle-, cualquiera que sea su escala, como resultado de la actuación de los diversos procesos geomorfológicos bien sobre una sola formación litológica bien sobre un grupo de litologías, cuyas características le confieren un comportamiento peculiar ante dichos procesos.

En los valles que aquí se estudian la influencia de la litología sobre la configuración y el modelado del fondo y las vertientes es particularmente clara, debido a que -como se ha señalado- el río Duratón y sus afluentes, pese a su corto recorrido, han labrado sus valles sobre una estructura geológica en la que se suceden materiales muy diversos y de resistencia muy contrastada: a lo largo del trazado de éstos alternan afloramientos calizos y dolomíticos del Cretácico (de naturaleza detrítica, masiva o margosa), rocas metamórficas paleozoicas (sobre todo gneises y micaesquistos) y una gran variedad de facies detríticas del Terciario. Y la excavación efectuada por estos ríos no sólo ha atacado de forma distinta a rocas de dureza tan diferente, sino que al profundizar y abrir sus valles ha activado procesos de meteorización y dinámica de vertientes también distintos en cada tipo de afloramiento. Todo ello explica en gran medida la morfología diversa que presentan estos valles a lo largo de su recorrido, la cual se ha intentado reflejar de manera descriptiva en los cortes o secciones transversales efectuados sobre los diferentes ámbitos litológicos que atraviesan.

Tomando como criterio su influencia en la configuración externa alcanzada por los valles de la cuenca del río Duratón, se han clasificado o agrupado los afloramientos rocosos en una serie de complejos morfolitológicos, que han resultado claves para, de una parte, entender el tipo de valle resultante y, de otra, conocer los procesos geomorfológicos que han actuado para configurar cada uno de sus tramos. Desde esta perspectiva en las siguientes páginas sólo se analizarán las formaciones rocosas homogéneas que tienen un espesor y un desarrollo longitudinal suficiente como para condicionar el modelado específico de un tipo de valle al interactuar de manera básicamente uniforme con los procesos morfogenéticos. También se tomarán en consideración las combinaciones de dos o más complejos morfolitológicos

capaces de trascender en la configuración externa de los tramos fluviales, dando lugar a morfologías mixtas y complejas bien diferenciadas.

III.1.1. MORFOLITOLOGÍA DE LA RAMPA PALEOZOICA DEL PIEDEMONTES

El piedemonte paleozoico está constituido mayoritariamente por materiales metamórficos, especialmente gneises y micaesquistos, bastante compactos y resistentes en conjunto si bien su comportamiento, determinado por sus características estructurales, texturales y mineralógicas, muestra matices significativos. En todo caso la morfología externa de los valles labrados en estas litologías no presenta grandes diferencias: se trata de surcos relativamente profundos y estrechos, que reciben comúnmente el nombre de “gargantas”, en cuyo modelado la incisión fluvial directa facilitada por las líneas y planos de fractura desempeña el papel fundamental. La apertura de estos valles no desencadena inmediatamente una activa dinámica de vertientes o pone en funcionamiento sobre éstas procesos de arroyada; es necesaria una actuación dilatada y eficaz de procesos de meteorización adecuados para que el material metamórfico se haga susceptible de ser movilizado por las acciones gravitatorias o incidido por las aguas corrientes.

En condiciones climáticas favorables, estos procesos de preparación del material, especialmente la alteración química, alcanzan una gran eficacia pero actúan de forma sensiblemente desigual sobre los dos complejos morfolitológicos que se diferencian en el piedemonte: sobre los afloramientos gneísicos la alteración tiende a producir alteritas de textura areno-arcillosa, mientras que sobre los enclaves micaesquistosos genera casi exclusivamente arcillas de neoformación. Hay que señalar, no obstante, que el ambiente bioclimático actual no es el más adecuado para la actividad estos procesos de meteorización ligados a la alteración química, la cual se encuentra sustancialmente limitada o ausente, siendo las formaciones alteríticas observables en la actualidad una herencia de episodios anteriores más cálidos y húmedos .

III.1.1.1. El complejo metamórfico gneísico

Este ámbito morfolitológico se corresponde con los afloramientos compuestos por facies variadas de gneises (especialmente leucogneises y gneises glandulares) que ocupan importantes sectores del piedemonte de Somosierra, al pie de la Sierra de Cebollera, y aparecen también en estrechas bandas en el sector de Prádena, formando parte ya del piedemonte del Guadarrama oriental. Estos tipos de gneis, de tamaño de grano mediano, están constituidos, desde un punto de vista químico y mineralógico, por minerales silicatados o aluminico-silicatados (concretamente por cuarzo, feldespato potásico y plagiocasa), los cuales

están fuertemente soldados y presentan una foliación muy marcada, disponiéndose los cristales en bandas o láminas.

En principio, estas características confieren a esta masa rocosa metamórfica una alta y homogénea compacidad y resistencia que –como se ha dicho- la deja fuera del alcance directo de los procesos de dinámica de vertientes, los cuales necesitan la actuación previa de los procesos meteóricos de preparación del material para poder llevar a cabo su labor. De éstos, sólo los procesos de meteorización química y la crioclastia son capaces de aprovechar las características químico-mineralógicas y estructurales de este tipo de rocas para producir su descomposición o su fragmentación.

Por lo que se refiere al primer género de procesos, la presencia de minerales fácilmente alterables (especialmente la plagiocasa) favorece la descomposición de los gneises aflorantes gracias a la eficacia que alcanzan, bajo determinadas condiciones climáticas, algunos procesos de alteración química, entre los que destaca la hidrólisis. Esta alteración hidrolítica está ayudada y controlada por los propios caracteres estructurales del roquedo, que se encuentra afectado por una red relativamente densa de diaclasas, básicamente ortogonales pero con tendencia a incurvarse. Estas diaclasas constituyen líneas o planos de debilidad de la masa rocosa siguiendo las cuales la hidrólisis progresa con relativa facilidad produciendo la descomposición o arenización de la roca sana y la liberación de partículas o masas de alteritas cuyo calibre o nivel de compactación las pone ya al alcance de la competencia de determinados procesos de vertiente, entre los cuales adquieren una mayor relevancia la reptación y diversas modalidades de arroyada no concentrada.

Por su parte, la crioclastia o gelifracción explota eficazmente los ya señalados caracteres estructurales de esta masa rocosa (foliación, diaclasado), ocasionando su ruptura en fragmentos o lascas de diferente tamaño, los cuales, si las condiciones climáticas son adecuadas y no existe una cubierta vegetal densa, caen vertiente abajo por acción directa de la gravedad.

Como consecuencia de la dureza, la compacidad y el espesor de esta masa rocosa buena parte de las acciones efectuadas por los cursos de agua sobre los afloramientos gneísicos se encuentran significativamente limitadas y están condicionadas en gran medida por la actuación (pasada y presente) de los indicados procesos de meteorización y de dinámica de vertientes. De este modo, el trabajo erosivo realizado por las corrientes de agua se centra principalmente en la incisión progresiva del fondo del lecho, cuyo trazado se adapta siempre a líneas de debilidad estructural; y dicha incisión, que sólo avanza en la medida en que dicho fondo encuentre el material suficientemente fisurado o meteorizado, no va acompañada apenas de acciones de zapa lateral. A medida que el río progresa en esta excavación lineal y se van desarrollando las vertientes se activa sobre ellas una dinámica como consecuencia de la cual las partículas anteriormente preparadas por los procesos de meteorización son desplazadas hasta el canal, siendo entonces arrastradas y evacuadas por la corriente fluvial

junto con las directamente accionadas por ella. El resultado de esta combinación de encajamiento y dinámica de vertientes altamente condicionada por la estructura y por la alteración previa del roquedo metamórfico tiene como consecuencia el modelado de valles profundos o “gargantas” con un típico perfil transversal en “V” aguda, cuyo fondo se circunscribe prácticamente al propio canal o lecho del río. A partir de éste se desarrollan laderas más o menos abruptas en función del papel jugado por los procesos de vertiente, los cuales han tendido con poca eficacia a ensanchar la garganta desde las proximidades del fondo hasta sus partes más altas; en ellas sobresalen de forma reiterada escarpes rocosos que alterna con tramos recubiertos de derrubios o sectores donde se conservan restos de los mantos de alteritas.

III.1.1.2. El complejo metamórfico micaesquistoso con diques de cuarzo

Este ámbito morfolitológico está constituido fundamentalmente por micaesquistos, esquistos, niveles cuarcíticos y gneises que provienen originariamente de rocas sedimentarias o de origen paraderivado. Estos materiales, frecuentemente atravesados por venas de cuarzo, afloran en el piedemonte y en las laderas y cumbres de Somosierra oriental. En el piedemonte se encuentran ampliamente fosilizados por la formación detrítica de la raña y solamente son visibles cuando han sido descubiertos por la acción excavadora de los ríos.

En líneas generales, los rasgos texturales, estructurales (esquistosidad y foliación marcada, propicia para una fácil disyunción en hojas o laminillas) y mineralógicos (presencia mayoritaria de micas) que caracterizan a los afloramientos micaesquistosos los hacen muy vulnerables bajo condiciones climáticas adecuadas (especialmente cálidas y húmedas) a los procesos de alteración, dentro de los cuales la hidrólisis puede alcanzar también una gran eficacia. Así, si la acción de este proceso se mantiene durante un tiempo prolongado, puede producirse la descomposición de estas rocas inicialmente compactas y su transformación en formaciones alteríticas arcillosas, al alcance de la competencia de un gran número de procesos geomorfológicos. Por su parte, los tramos cuarcíticos así como los cuarzoesquistos intrusivos que constituyen los diques, prácticamente inmunes a la alteración química, son sin embargo bastante frágiles y susceptibles a los procesos de fragmentación mecánica, entre los cuales destaca la crioclastia o gelifracción, que explota las diaclasas separando clastos de tamaño variable (según la mayor o menor intensidad de los ciclos de hielo-deshielo), que finalmente se desprenden de las paredes y caen por gravedad vertiente abajo. Ambos mecanismos de meteorización (alteración química y fragmentación mecánica), si las condiciones ambientales -muy diferentes para cada uno de ellos- son adecuadas, ponen al alcance directo de los procesos de la dinámica de laderas y de la arroyada gran cantidad de partículas sueltas y formaciones superficiales deleznales, que pueden ser fácilmente desplazadas hasta el fondo de los valles, donde son evacuados por las corrientes fluviales.



Foto III.1. Aspecto general del complejo morfolitológico gneísico



Foto III.2. Complejo morfolitológico
“metamórfico micaesquistoso con
diques de cuarzo”

En todo caso -al igual que en el ámbito litológico anterior- la acción fluvial sólo puede progresar en profundidad estando muy limitadas las acciones de zapa lateral, de forma que los valles abiertos en este complejo litológico tienden a adquirir una morfología estrecha pero bastante profunda, propia de “gargantas” encajadas con perfiles transversales en “u”. La fuerte inclinación de las vertientes se mantiene debido a que los procesos de caída, reptación o arroyada se encuentran muy limitados, ya que su actuación eficaz depende de la intervención previa o la colaboración actual de los procesos de meteorización que se acaban de señalar y las condiciones climáticas actuales no son muy favorables para la actividad de ninguno de ellos (en especial para la alteración química).

III.1.2. MORFOLITOLOGÍA DE LA RAMPA CALCÁREA DEL PIEDEMONTE Y DEL MACIZO DE SEPÚLVEDA

Estas dos unidades morfoestructurales, que ocupan una gran extensión dentro del territorio estudiado, están constituidas básicamente desde un punto de vista litológico por diversas formaciones litoestratigráficas cuya edad se sitúa en el Cretácico; junto con ellas también se encuentran series estratificadas del Oligoceno. Tanto las unas como las otras están afectadas por las deformaciones derivadas de las fases principales de la tectónica alpina, lo que permite asociarlas y diferenciarlas claramente de los materiales detríticos terciarios más recientes o neógenos, los cuales presentan una disposición general aclinal o subhorizontal.

El comportamiento de este roquedo cretácico-paleógeno ante los procesos de modelado -y en concreto ante la acción erosiva de los ríos- ha permitido diferenciar dentro de él cuatro complejos morfolitológicos, en los cuales la acción fluvial ha abierto valles de morfología variada, si bien, tanto por su desarrollo como por su espectacularidad, predominan los perfiles encajados y estrechos pertenecientes al tipo de los “cañones” u “hoces”.

III.1.2.1. El complejo arenoso-silíceo inferior del Cretácico

Este ámbito está integrado por tres formaciones litoestratigráficas, que se corresponden con las unidades denominadas por ALONSO *et al.*, (1982) “Miembro arenas de Carabias”, “Formación arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña” y “Formación arenas y arcillas de Segovia”. Estas formaciones constituyen un conjunto de carácter detrítico compuesto por arcillas, arenas, gravas y conglomerados con intercalaciones de niveles carbonatados. Su granulometría y su escasa litificación o cementación ponen las partículas que lo forman al alcance de la competencia de un elevado número de procesos geomorfológicos sin necesidad de una preparación meteórica importante. De este modo, en sus afloramientos las acciones de meteorización tienen una importancia y una trascendencia muy limitadas, ya que, de un lado, no se dan condiciones propicias para las fragmentaciones, las disoluciones y las alteraciones

y, de otro, la actividad de éstas no es imprescindible para proporcionar partículas movilizables. Los desplazamientos elementales dentro de sus ámbitos de afloramiento son potencialmente importantes y diversos, siendo los más adecuados la acción gravitatoria de tipo “*creep*”, la solifluxión laminar y la arroyada difusa (aunque también puede darse localmente la arroyada concentrada); puede decirse que globalmente la dinámica de vertientes es activa en este ámbito morfolitológico con relativa independencia de las condiciones climáticas.

Las acciones de arrastre y evacuación efectuadas por los grandes agentes, como las corrientes de agua o el viento, no encuentran por su parte graves dificultades derivadas del reducido calibre o la escasa cohesión de los componentes del material, por lo que la acción fluvial puede desarrollarse casi sin limitaciones, tanto en su labor de incisión como en su zapa lateral. Como consecuencia de los caracteres y los modos de comportamiento frente a las acciones externas que se han indicado, en los ámbitos de afloramiento de estas “arenas de Utrillas” los fondos de valle tienden a hacerse amplios y abiertos y las vertientes a ampliarse disminuyendo progresivamente su inclinación: No constituyen pues un complejo adecuado para el modelado de cañones u “hoces”, dando lugar, cuando aparecen como elemento minoritario en el fondo de éstas, a incrementos de su anchura y de su amplitud de fondo y a disminuciones de la pendiente en la parte inferior de sus laderas.

No obstante, en el contacto topográfico entre los afloramientos de este complejo “arenoso silíceo” basal de la serie cretácica y los materiales gneísicos del zócalo, los valles adquieren localmente un gran desarrollo transversal y una excepcional suavidad de formas, constituyendo “navas” con amplios fondos enmarcados por laderas muy tendidas.

III.1.2.2. El complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico

En este conjunto morfolitológico se han incluido las unidades litoestratigráficas “Formación dolomías tableadas de Caballar” y la “Formación calizas, dolomías de Castrojimeno”, en la que se incluyen el “Miembro calizas de Linares”, el “Miembro dolomías de Montejo de la Vega” y el “Miembro areniscas dolomíticas de Hontoria”. En conjunto los caracteres litoestratigráficos de estas unidades presentan una básica homogeneidad desde el punto de vista de su comportamiento geomorfológico, ya que todas ellas parecen responder de manera similar a los procesos de modelado. Puede decirse que constituyen un gran “paquete” de material carbonatado, con espesores que pueden superar los 100 metros, definido por su alto grado de litificación, su estructura en bancos masivos, su composición dolomítica y su textura fina (limo-arenosa).

Los indicados caracteres estructurales y diagenéticos confieren a este complejo morfolitológico una gran compacidad y una notable dureza, capaces de superar la

competencia de la mayor parte de los procesos de modelado. Las acciones erosivas y, en general, los desplazamientos de partículas o masas efectuados sobre él se encuentran en estricta dependencia de la actividad de unos procesos de meteorización eficaces y adecuados. Pero, dados sus caracteres petrográficos, el número de estos procesos de preparación del material susceptibles de actuar con resultados significativos es corto: sólo la disolución kárstica, basada en su composición carbonatada, y la gelifracción, fundada en su fragilidad mecánica y capaz de utilizar como punto de apoyo la red de diaclasas, planos de estratificación y huecos (muchos de ellos abiertos por la propia disolución), pueden romper la compacidad y reducir la dureza de la roca dolomítica. Además, sólo esta modalidad de “clastia” genera productos susceptibles de ser desplazados por la dinámica de vertientes, ya que la masa de roca carbonatada disuelta es evacuada directamente en estado iónico por las propias aguas que realizan la karstificación. Las consecuencias de dichos procesos son, pues, la apertura de oquedades en la superficie externa del paquete calcáreo y de conductos en el interior del mismo (muy numerosos y relativamente estrechos, como es propio de su naturaleza dolomítica), así como el ensanchamiento de los planos de discontinuidad estructurales, todo lo cual favorece la actividad de los procesos de incisión y posibilita el “desprendimiento” de paneles rocosos por acción directa de la gravedad; sin embargo, al conferir un alto grado de permeabilidad al roquedo, dificulta en extremo la escorrentía superficial de las aguas (y consecuentemente la actividad de los procesos elementales relacionados con ella).

Como consecuencia de los caracteres del material rocoso y del particular tipo de preparación meteórica que sobre él puede efectuarse, los cursos de agua -siempre y cuando tengan una alimentación suficiente no interceptada por la infiltración- pueden realizar un trabajo erosivo relativamente eficaz, que, al no ir acompañado de una dinámica de vertientes activa, se traduce en el modelado de valles estrechos y profundos: es decir, en la apertura de desfiladeros, cañones u “hoces”, cuyas laderas son en principio básicamente verticales. Si las condiciones climáticas no son favorables a la gelifracción (o lo son en escasa medida), la incisión puede seguirse realizando sin que la verticalidad de las laderas o “paredes” se altere significativamente, ya que o bien la compacidad litológica las mantiene estables (manteniéndose también la reducida anchura de la hoz) o bien se ven afectadas por desprendimientos, que amplían algo su separación pero conservan su fuerte pendiente. Si el ambiente climático es, por el contrario, propicio para la gelifracción, las paredes se ven afectadas intensamente por la acción gravitatoria o “caída libre”, que tiende a transformarlas en vertientes en talud (“vertientes regladas”) recubiertas en su totalidad de gelifractos sueltos sin matriz; esta transformación, que tiende a ensanchar por su parte alta la “hoz”, es relativamente lenta y tiene etapas intermedias en las que se combinan, en distintas proporciones, escarpes rocosos y taludes coluviales.

En todo caso, este complejo morfolitológico reúne todas las condiciones necesarias para el modelado de los valles tipo “cañón” u “hoz” y para la conservación de los caracteres geomorfológicos que los definen.

III.1.2.3. El complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico

Este ámbito morfolitológico se corresponde con las unidades litoestratigráficas “Miembro dolomías de Peñatruvesa” y “Dolomías y margas de Valle de Tabladillo”, las cuales están caracterizadas por la combinación de lechos o bancos estrechos de roca dolomítica (en ocasiones brechoide y de elevada dureza) con intercalaciones o tramos margosos. Pese a incluir uno de los elementos litoestratigráficos al que se ha reconocido mayor resistencia (las citadas dolomías), carece de la masividad y de la compacidad del complejo anterior, por lo que en conjunto ofrece más facilidades que éste a los procesos de modelado. De otro lado, no tiene la composición mineralógica homogéneamente carbonatada que la haga globalmente atacable por la disolución kárstica y, como consecuencia de ello, permeable a los aportes de agua. Las capas de margas que de forma reiterada se suceden en el conjunto son relativamente deleznales, higrófilas e impermeables, por lo cual pueden ser directamente afectadas por los procesos elementales de modelado, al tiempo que favorecen la retención de agua y el flujo hídrico superficial. El resultado de todo ello es que las acciones de meteorización susceptibles de desarrollarse en los afloramientos de este complejo son algo más numerosas y diversificadas y la dinámica de vertientes alcanza un notable grado de funcionamiento.

Además de la disolución y de la gelifracción que, dadas las condiciones ambientales necesarias, han actuado y en alguna medida actúan sobre los afloramientos de los tramos dolomíticos, la hidroclastia derivada de las variaciones de volumen de los lechos margosos, debidas a sus cambios de contenido hídrico, tiene un cierto nivel de actividad y es capaz de cuartear los citados tramos carbonatados (más rígidos y frágiles). Pero hay que tener en cuenta que tanto la karstificación como la fragmentación por congelación-deshielo se encuentran significativamente limitadas por la composición del complejo litológico: la primera apenas puede afectar al interior de la masa rocosa al encontrar muy pronto intercalaciones de material impermeable; la segunda, por su parte, sólo puede darse en una de las dos litologías que se alternan en este conjunto superior y no en la otra: Puede decirse que la preparación meteórica es más superficial y que faltan las condiciones para la liberación de grandes paneles del roquedo homogéneo susceptibles de desprendimiento. No obstante la mayor diversidad de este complejo posibilita, asimismo, un funcionamiento más continuado de los procesos de vertiente, siendo la “caída libre”, la soliflucción laminar y la arroyada concentrada los más eficaces: La acción gravitatoria directa o “caída libre”, bastante limitada, afecta a los productos fragmentados por la gelifracción. Sin embargo, lo más frecuente es que estos gelifractos se integren con los tramos margosos, siendo transportados por soliflucción laminar. En este sentido, dado el carácter higrófilo de los tramos margosos, éstos al adquirir una

consistencia fangosa cuando alcanzan un alto contenido en agua pueden fluir y descender lentamente a lo largo de la vertiente, ampliándola y suavizando considerablemente su pendiente. Por su parte, y debido al carácter impermeable de las capas margosas, el agua de escorrentía puede rápidamente concentrarse en surcos, los cuales evolucionan en profundidad con relativa facilidad.

Los cursos de agua no encuentran en este complejo litológico demasiadas dificultades para llevar a cabo una apreciable labor erosiva, tanto en su incisión en profundidad como, sobre todo, en su zapa lateral: las intercalaciones margosas, alternantes con tramos dolomíticos de reducido espesor, son fácilmente dismanteladas y arrastradas por esta acción de zapa de las corrientes de agua, produciendo el descalzamiento de los tramos dolomíticos, cuyo resultado final es el progresivo ensanchamiento del fondo del valle.

Por lo tanto, en función del comportamiento global de los materiales en este ámbito dolomítico-margoso ante las acciones de meteorización, de dinámica de vertientes y de acción fluvial, el modelado de los valles desarrollados en él pierde en gran medida el carácter de “cañón” u “hoz” propiamente dichos que presentaba el complejo morfolitológico anterior, dando lugar, por el contrario, a “cañones abiertos” u “hoces abiertas” caracterizadas por el ensanchamiento lateral mayor de las vertientes, las cuales se muestran a su vez pendientes más o menos empinadas sin accidentes topográficos marcados, sólo interrumpidas localmente por pequeños escarpes rocosos -al aflorar los tramos dolomíticos- y por cárcavas o barrancos. De otro lado, los fondos de los valles adquieren una mayor amplitud en contraposición con el fondo más o menos estrecho propio de los “cañones” u “hoces” normales. Puede decirse que los valles labrados sobre este complejo morfolitológico se diferencian de éstos fundamentalmente por el desarrollo más suave de las vertientes y por la indicada mayor extensión del fondo aluvial.

III.1.2.4. Las unidades conglomeráticas deformadas del Oligoceno-Mioceno inferior

Estas unidades, que ocupan una cierta extensión espacial y están siempre adosadas a los relieves calcáreos, constituyen un ámbito morfolitológico diferenciado por las características litoestratigráficas y el comportamiento de los materiales que lo integran. En concreto, dicho ámbito está constituido por bancos de conglomerados de naturaleza calcárea empastados en una matriz areno-arcillosa, muy compactos y duros al estar cementados por carbonato cálcico, alternando con niveles de arcillas. Por tanto, al igual que en el complejo anterior donde se suceden y combinan varias litologías de dureza y características petrográficas diferenciadas, los procesos geomórficos han actuado y actúan de forma diferente en cada una de ellas.

Los conglomerados forman cuerpos o niveles métricos muy duros y compactos, que incluso fuera del ámbito de los valles, afloran en ocasiones como cerros residuales que

destacan en el paisaje, limitando la acción eficaz de los procesos iniciales de movilización de partículas. De esta forma, los procesos de meteorización cobran una gran relevancia en la erosión de estos niveles. Estos se limitan a romper la cohesión de los granos finos (arcillas, arenas o gravas) que forman la matriz de los conglomerados calcáreos, bien mediante la progresiva disolución del cemento carbonatado y/o bien por medio de las acciones derivadas del hielo-deshielo del agua o la humedad acogida en los intersticios (gelifracción y crioturbación). La actuación de estos procesos conjuntamente o por separado a lo largo de un tiempo prolongado puede provocar la desagregación o descompactación de la matriz y finalmente ocasionar la liberación de los cantos o bloques del depósito conglomerático, los cuales inicialmente son desplazados por efecto de la gravedad.

En cuanto a los niveles arcillosos, aunque en principio constituyen una litología más deleznable y menos coherente, y por tanto al alcance de la competencia de un gran número de procesos geomorfológicos, se encuentran en este ámbito bastante litificados y compactados también por abundante proporción de carbonato cálcico, lo cual dificulta la labor de los procesos de dinámica de vertientes. Además, la presencia sobre ellos de los bancos de conglomerados les ofrecen una protección añadida frente a la acción de estos procesos. En todo caso, la disolución superficial, la crioturbación -antes comentados-, junto con la humectación-desección por hidroclasia de las capas más superficiales son los principales procesos de meteorización, que progresivamente provocan el cuarteamiento y desagregación de los niveles arcillosos. De esta forma, se activan una serie de procesos de vertiente entre los que destacan la reptación individual de las partículas; la solifluxión, que puede llegar a desplazarlas, mezcladas con los cantos o bloques liberados; y la arroyada laminar o difusa, que realiza una importante labor de barrido o lavado de los materiales de granulometría más fina.

En conjunto, y dada la alternancia de los niveles arcillosos y los bancos de conglomerados así como su reducido espesor, estas modalidades de transporte por las vertientes (gravedad en los tramos conglomeráticos y arroyada laminar, solifluxión y reptación en los arcillosos) no pueden alcanzar un gran desarrollo y eficacia, estando muy limitados o reduciéndose a tramos locales. De ellos, solamente, la caída de los cantos y bloques liberados de los conglomerados y la arroyada laminar alcanzan una mayor significación en el modelado de las vertientes. Junto a estos procesos, también la arroyada concentrada puede tener un papel relevante en el desplazamiento y evacuación de partículas. Posiblemente allí donde los niveles arcillosos presentan un espesor y afloramiento suficientes, esta variedad de la arroyada puede llegar a incidirlos, abriendo pequeños regueros o incipientes cárcavas. La posterior evolución temporal de alguno de estos surcos termina por abrir arroyos relativamente profundos o barrancos de incisión lineal, que incluso llegan a encajarse sin dificultades sobre los conglomerados, provocando el desmantelamiento más rápido de éstos y el desplazamiento de un gran volumen de material, que se acumula en la base de la ladera formando conos detríticos, parcialmente desmantelados por la red principal.



Foto III.3. Complejo morfológico arenoso-silíceo inferior del Cretácico



Foto III.5. Complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico



Foto III.4. Complejo morfológico dolomítico masivo intermedio del Cretácico



Foto III.6. Unidades de conglomerados calcáreos y niveles arcillosos del Oligoceno

Puede decirse que las características litológicas de los tramos conglomeráticos y los lechos arcillosos otorgan a este complejo una dureza y resistencia media frente a los procesos de modelado. En ellos la acción lineal o profundización de los ríos junto con las acciones de zapa lateral (sobre todo sobre los tramos arcillosos) parece progresar algo más rápidamente que la dinámica de laderas (siempre y cuando los procesos de preparación de material hayan actuado previamente con cierta eficacia), modelándose valles encajados y relativamente anchos, cuya fisionomía externa es semejante a los valles u hoces abiertas modeladas en el complejo “dolomítico-margoso” del tramo superior del Cretácico descrito anteriormente: vertientes rectilíneas (aunque a veces están interrumpidas por escalones o resaltes relacionados con los bancos conglomeráticos) de pendiente relativamente pronunciada y fondos planos de cierta amplitud.

III.1.3. MORFOLITOLOGÍA DE LA CUENCA SEDIMENTARIA

Al exponer la naturaleza y el significado geológico de los materiales neógenos que rellenan la cuenca de San Pedro de Gállos-Perorrubio-Castillejo de Mesleón se ha señalado la presencia de una amplia serie de facies con características propias y diferenciadas desde el punto de vista litoestratigráfico. Sin embargo, tomando en consideración su respuesta a los procesos de modelado -especialmente a la acción morfogénica de los procesos de dinámica de vertientes y de la arroyada activados por la apertura de los valles por los cursos de agua-, es posible agrupar estas facies en sólo tres unidades o complejos morfolitológicos.

Dicha agrupación morfolitológica está en estrecha relación con el área fuente de los materiales de estas facies detríticas, todos los cuales provienen de la meteorización relacionada con una intensa alteración química del roquedo metamórfico de las actuales sierras del Guadarrama oriental y Somosierra en los tiempos neógenos bajo condiciones ambientales húmedas y cálidas, relacionada con climas tropicales húmedos (GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL, 1978), y de la consiguiente denudación y arrastre fluvio-torrencial de sus productos hasta su emplazamiento actual durante las fases alpinas de desnivelación tectónica. La diferente composición de los productos de la indicada alteración sobre los afloramientos gneísicos y los afloramientos micaesquistosos -que se ha señalado al describir la morfolitología de los complejos metamórficos del piedemonte- se tradujo, al ser arrastrados a la cuenca en la formación de rocas sedimentarias distintas: constituidas, cuando el área de procedencia es gneísica, por bloques, cantos y gravas de naturaleza metamórfica embalados en arenas arcósicas de color claro; y por fragmentos detríticos y abundantes arcillas rojas, cuando el área de procedencia es micaesquistosa. Pero la erosión y el arrastre también afectó a las capas dolomíticas cretácicas que se conservaban en algunos bloques moderadamente levantados (como el macizo de Sepúlveda), que aportaron a las series neógenas de la cuenca, además de cantos de esta naturaleza, el abundante cemento

carbonático que está presente en buena parte ellas y que en algunos casos influye muy significativamente en su comportamiento geomorfológico.

Conforme a lo que se acaba de exponer, se han diferenciado los tres complejos morfolitológicos, cuya respuesta diferencial a los procesos de modelado -en especial a los responsables de la configuración de los valles- se detallan a continuación.

III.1.3.1. Las unidades conglomeráticas y arenoso-conglomeráticas acinales del Mioceno

Este complejo incluye los materiales que integran las facies miocenas de “Cerezo de Abajo” y de “Santa Marta del Cerro”. Son ambas de borde y aparecen adosadas a los relieves del piedemonte de Prádena y de Somosierra. Se define la primera como una formación de bloques de gneis empastados en una matriz arenosa y, la segunda, como una alternancia de niveles conglomeráticos, compuestos de gravas, cantos y bloques embalados en una matriz arenosa, y lechos areno-gravosos o arcillo-arenosos.

Los conglomerados y los lechos areno-gravosos, presentan una cierta compacidad y dureza al estar cementadas por carbonatos, por lo que en principio, se encuentran fuera o al límite de la competencia de los procesos más frecuentes de dinámica de vertientes, los cuales necesitan en consecuencia la ayuda de los procesos externos de preparación del material para desarrollar su labor. Pero muchos de éstos, en especial los de meteorización química, tampoco pueden actuar con gran eficacia al tratarse de materiales esencialmente detríticos, formados por productos o fragmentos procedentes de rocas anteriormente meteorizadas y erosionadas; de hecho, sólo la segregación de agujas de hielo puede provocar la progresiva descohesión de la matriz arenosa de estos conglomerados a través de la congelación y deshielo de la humedad acogida entre los intersticios de los granos. También la hidroclastia que experimentan de forma reiterada las capas arcillo-arenosas (en función de su relativa impermeabilidad y su carácter higrófilo) produce, además del cuarteamiento de dichas capas, la paulatina pérdida de unión o cohesión de los fragmentos integrantes de los tramos conglomeráticos y areno-gravosos, ya que se ven afectados, sobre todo aquellas partes situadas en contacto con los niveles arcillo-arenosos, por los cambios de volumen que éstos sufren debido a sus variaciones de contenido hídrico.

Por tanto, la crioturbación superficial e indirectamente la hidroclastia ocasionan la pérdida de coherencia de los tramos conglomeráticos y areno-gravosos, proporcionando una gran cantidad partículas, las cuales son removilizadas por diversos procesos de vertiente. Los bloques y cantos, una vez sueltos, caen pendiente abajo por acción directa de la gravedad, deteniéndose allí donde encuentran su punto de equilibrio o ángulo de reposo, mientras que otros procesos, como la reptación o *creeping*, el lavado pluvial o la arroyada difusa (aunque

de forma local puede darse la arroyada concentrada, que generalmente progresa a partir de los tramos arcillosos), son los más importantes y los que alcanzan una mayor efectividad para desplazar ladera abajo los elementos más abundantes de este conjunto morfolitológico: las arenas y las gravas.

A pesar de la cohesión de los tramos conglomeráticos, así como el reducido calibre en general de las partículas suministradas, los procesos externos posibilitan que el trabajo geomorfológico de los ríos no encuentre excesivos obstáculos para llevar a cabo una apreciable labor tanto de arrastre y evacuación como de erosión, destacando, en este sentido, las acciones de zapa lateral.

Así, el tipo de comportamiento de este complejo litológico frente a los diversos procesos geomorfológicos se traduce en el modelado de valles fundamentalmente abiertos y poco profundos, caracterizados por presentar un fondo bastante amplio y unas vertientes mayoritariamente tendidas que tienden a ensancharse considerablemente. Además estos valles, como se analizará más adelante, muestran casi siempre una notable disimetría transversal.

III.1.3.2. Las unidades ocre arenoso-arcillosas acinales y carbonatadas del Mioceno

Estas unidades morfolitológicas se corresponde con los materiales integrantes de las denominadas, con carácter informal, facies de “Velloso-Duración”, “Perorrubio-Villafranca”, “Sotillo-Duruelo” y “El Olmo”. A diferencia del complejo morfolitológico anterior, en el que los tramos conglomeráticos y areno-gravosos adquirirían un gran desarrollo, ahora el rasgo principal es la presencia de numerosos y relativamente potentes bancos arcillo-arenosos, cementados con frecuencia por carbonatos y que en ocasiones adquieren una elevada compacidad. Dentro de ellos existe una apreciable diferencia cromática, distinguiéndose bancos de color ocre rojizo, donde la arcilla adquiere una presencia relativamente importante, y bancos de color ocre o marrón claro, donde la proporción de arcilla alcanza valores significativamente más bajos en relación a los que tienen la arena y el limo. Tanto en un caso como en otro incluyen niveles o lechos arenosos y conglomeráticos de reducida potencia.

Las citadas características confieren una gran personalidad a los afloramientos de este conjunto detrítico, permitiendo definirlo claramente como un complejo morfolitológico perfectamente diferenciado del anterior tanto por su composición como por los procesos geomórficos que sobre él actúan. Por de pronto, está formado principalmente por elementos detríticos de tamaño arena gruesa o fina, en concreto por arenas arcóscas, las cuales están trabadas y englobadas entre materiales de tamaño limo o arcilla, de naturaleza mineralógica esencialmente arcillosa. Estas arcillas son de neoformación y proceden de la alteración de los

gneises y granitos de la cercana sierra de Guadarrama, encontrándose depositadas en bancos bastante bien compactados cuyo cemento fundamental es el carbonato cálcico. Debido a esta cementación, los desplazamientos de partículas dentro de sus ámbitos de afloramiento se encuentran parcialmente limitados, precisando, salvo excepciones, la ayuda de procesos meteóricos de preparación del material.

La meteorización de estas formaciones arcillo-arenosas esta básicamente dominada por la hidroclastia, derivada de la presencia de minerales arcillosos altamente higrófilos, capaces de absorber agua, gracias a lo cual pueden hincharse, recuperando al desecarse su volumen inicial mediante una dinámica de retracción. Estas variaciones de volumen por humectación y desecación generan importantes sistemas de rupturas en las capas areno-arcillosas que terminan por producir el cuarteamiento y la desagregación superficial de la roca compacta en partículas susceptibles de ser movilizadas por algunos procesos de vertientes, siendo la reptación y la arroyada difusa los más eficaces. Sin embargo, algunos de estos procesos de desplazamiento de partículas pueden desarrollarse sin la intervención previa de la meteorización, aprovechando igualmente el carácter higrófilo e impermeable de algunos componentes minerales de las formaciones arcillo-arenosas. Dichos caracteres favorecen el flujo hídrico superficial, el cual se hace rápidamente concentrado, modelando importantes conjuntos de cárcavas.

Los ámbitos de afloramiento de estas formaciones arcillo-arenosas no presentan, sin embargo, la suficiente compacidad o dureza como para interferir significativamente la acción modeladora de los ríos. Las corrientes de agua pueden llevar a cabo una estimable labor de incisión y, sobre todo, de zapa lateral dado el carácter deleznable y detrítico de este complejo. El bajo calibre de las partículas accionadas por la erosión de la corriente, así como el de las desplazadas por la dinámica de vertientes hasta el ámbito de la acción fluvial, hace que estén al alcance de la competencia de este agente de transporte, siendo acarreadas y evacuadas sin excesivas dificultades.

Puede decirse que los valles modelados sobre los afloramientos de estos materiales, en función de la actuación y combinación de los procesos de meteorización, de la dinámica de vertientes y de la acción fluvial, muestran un perfil transversal básicamente abierto, cuyas características se aproximan a las de los valles labrados en el complejo morfolitológico anteriormente analizado; es decir, comprenden un fondo amplio y abierto enmarcado por unas vertientes definidas por presentar una gran extensión y por su clara disimetría, oponiéndose unas más suaves a otras relativamente más abruptas.



Foto III.7. Unidades conglomeráticas y arenoso-conglomeráticas del Mioceno.
Facies de Santa Marta

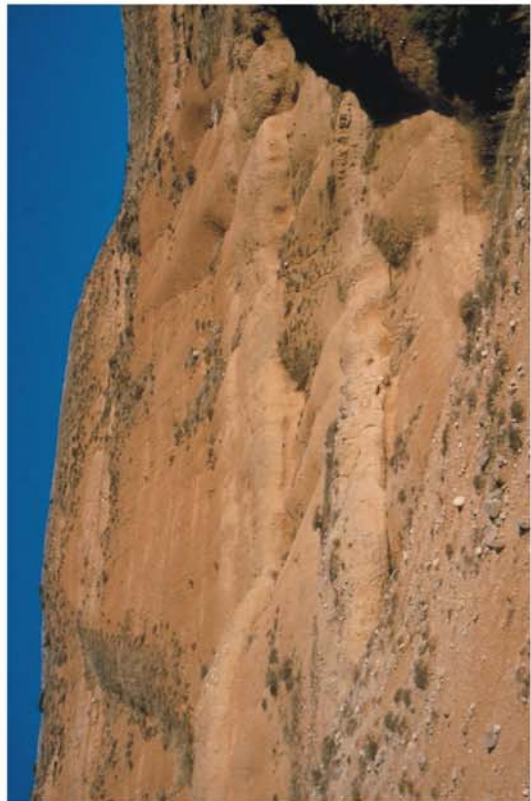


Foto III.9. Unidades ocrees arenoso-arcillosas aciniales y carbonatadas.



Foto III.8. Unidades conglomeráticas y arenoso-conglomeráticas del Mioceno.
Facies "Grandes Bloques de Gneis



Foto III.10. Detalle de las Unidades ocrees arenoso-arcillosas aciniales y carbonatadas

III.1.3.3. Las unidades rojizas arcillo-arenosas acinales y sin cemento carbonático del Mioceno

Dentro de este grupo morfolitológico se incluyen la facies del piedemonte de “La Pinilla-La Quesera” y “Soto de Sepúlveda-Castillejo de Mesleón”, constituidas por potentes bancos de arcillas o lutitas rojas y arenas en las que se intercalan frecuentes niveles de conglomerados. Éstos adquieren una mayor presencia en la primera de las indicadas facies al situarse más próxima a los relieves de la sierra, mientras que en la segunda, más alejada de ésta, predominan en espesor los bancos arcillosos. Como se ha dicho, estos materiales proceden de la erosión del roquedo metamórfico de la vertiente septentrional de los relieves montañosos de Somosierra, compuesto fundamentalmente por micaesquistos, esquistos, paragneises, pizarras y cuarcitas. La alteración de estas litofacies específicas (especialmente de las tres primeras, que son las más abundantes en este sector de la sierra) y el desarrollo de suelos rojos suministró esta potente formación superficial de arcillas o lutitas de coloración rojiza, cuyo modelado resultante define otro ámbito morfolitológico diferenciado del resto de los ubicados en esta cuenca miocena por su escasa consolidación y un grado de cementación en general muy bajo. Ello se debe a que, al encontrarse sus áreas de yacimiento alejadas de los ámbitos donde afloran rocas calcáreas cretácicas, estas unidades o facies rojizas carecen prácticamente de cementación carbonática, lo que otorga en conjunto a este complejo morfolitológico una marcada vulnerabilidad a los procesos morfogenéticos relacionados con la dinámica de vertientes y la arroyada, sin necesidad de la intervención previa de procesos de meteorización o de preparación del material.

Las propiedades higrófilas de las arcillas permiten, cuando las condiciones ambientales son adecuadas (escasa cubierta vegetal y suficiente cantidad de agua aportada por precipitaciones o por fusión nival), el funcionamiento en las vertientes de la solifluxión laminar, capaz de desplazar superficialmente masas de textura fangosa que engloban en su flujo cantos o bloques y de modelar amplias vertientes de pendiente moderada, con un tramo superior convexo y otro basal de forma cóncava. En general este tipo de proceso solifluidal está asistido en gran medida por la arroyada difusa.

Pero también, en función del carácter impermeable de estos materiales arcillosos, la esorrentía superficial puede fácilmente concentrarse, sobre todo allí donde las vertientes tienen una pendiente pronunciada, modelando pequeños surcos o regueros que evolucionan rápidamente en profundidad hasta dar lugar a destacados y activos conjuntos de cárcavas. A diferencia de lo que ocurre en las modeladas en el “complejo ocre areno-arcilloso y carbonatado”, en cuyas paredes o vertientes -conforme se van abriendo- se desarrollan activos procesos de meteorización, dinámica de vertientes y arroyada que limitan su desarrollo en profundidad, en las cárcavas excavadas en este complejo los citados procesos están bastante atenuados o inhibidos, gracias a lo cual la incisión desempeña un papel prioritario. Ello se debe, por un lado, a que la composición es más rica en arcillas (nada susceptibles a la

reptación) y, por otro, a que sobre las paredes de los surcos de las cárcavas abiertas se produce en los tiempos de inactividad una rápida desecación con formación de una costra compacta aunque afectada por una red poligonal de grietas, que inhibe o retrae la actividad de los procesos. De este modo se preserva en gran medida la forma inicial de los indicados surcos, que, al reactivarse la arroyada concentrada, progresan fundamentalmente en profundidad sin que disminuya la inclinación de sus vertientes.

En todo caso, a pesar de estas sensibles diferencias en el modelado de las vertientes, en ambos complejos morfolitológicos la acción morfogenética de los ríos no encuentra grandes dificultades para realizar su labor. Así, al igual que ocurre en el complejo anteriormente analizado, los ejes fluviales han excavado amplios y extensos valles, como resultado de un notable trabajo de incisión lineal acompañado de un desplazamiento lateral mantenido sobre una margen; de esta forma en las facies arenosas rojizas se han modelado también valles claramente disimétricos, similares en su morfología a los valles construidos por los ríos principales en las otras unidades morfolitológicas diferenciadas en la cuenca sedimentaria.

III.1.4. LOS ÁMBITOS MORFOLITOLÓGICOS COMPLEJOS

Hasta aquí se han analizado las diferentes morfologías de los valles resultantes de la actuación de los procesos fluviales y de dinámica de vertientes sobre ámbitos litológicos diferentes entre sí pero uniformes cada una de ellos desde el punto de vista de su comportamiento geomorfológico. Pero los ríos al excavar su valle atraviesan en algunos casos sucesiones o combinaciones de materiales con comportamiento y respuesta a los procesos de modelado claramente diferentes; es decir, algunos tramos de los valles aquí estudiados se han desarrollado sobre la combinación de dos o más complejos morfolitológicos y su configuración está marcada por ello. Así, un río puede comenzar a encajarse y a labrar su valle sobre dolomías y margas, pero, si continúa con su encajamiento, puede llegar a incidir sobre otro material subyacente de comportamiento distinto, en este caso sobre dolomías masivas. Cuando esto sucede el valle presenta una forma mixta, combinándose o superponiéndose topográficamente características derivadas de la influencia de cada complejo o ámbito litológico.

Dentro del área investigada este hecho se da con relativa frecuencia, pero sólo en el contacto entre determinados complejos morfolitológicos se producen cambios apreciables en la morfología general de los valles, ya que en otras ocasiones la evolución y forma de éstos no manifiesta cambios sustanciales en las áreas de contacto. Esto último ocurre en los tramos donde la incisión fluvial ha afectado conjuntamente al complejo dolomítico-margoso del Cretácico y a los conglomerados calcáreos del Oligoceno, en los que, pese a que los procesos de vertientes y de arroyada difieren en alguna medida, la acción modeladora de los ríos excava en ambos un valle de tipo similar. Y lo mismo sucede cuando los cursos de agua

inciden sobre la transición o sucesión de dos o más de los complejos o unidades morfolitológicas de la cuenca sedimentaria que se acaban de analizar, en las que -aunque la acción e intensidad de los procesos desarrollados en las vertientes pueda variar a veces de forma notable- la morfología general del valle mantiene los mismos rasgos básicos, al estar controlada prioritariamente por la dinámica fluvial con relativa independencia de la facies sedimentaria aflorante en cada sector.

También se da el caso de que algunas formaciones sedimentarias, como es el caso del fanglomerado plio-cuaternario de la raña, apenas influyen en la morfología de los valles a pesar de su relativa extensión de afloramiento debido a su escaso espesor (entre 1 y 8 metros); sin embargo este fanglomerado combinado con las “unidades rojizas arcillo-arenosas y sin cemento carbonático”, sobre las que descansa, introduce algunos cambios relevantes en el modelado de éstos por el papel protector que desempeña.

Puede decirse, en síntesis, que los cambios más significativos o representativos en la configuración externa de los valles suele coincidir con la combinación o el contacto entre los complejos morfolitológicos que a continuación se indican.

a) *“Complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico y “Complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico”*. El contacto de estos dos ámbitos litológicos, cuyo afloramiento es relativamente frecuente y reiterado a lo largo de los valles de los ríos San Juan, Caslilla y Duratón tiene una trascendencia evidente determinada por el hecho de que las dolomías y margas yacen de forma concordante sobre las dolomías masivas. Desde el punto de vista de su comportamiento geomorfológico, como ya se ha explicado al analizarlas individualmente, las primeras constituye un material más deleznable y de resistencia media a los procesos de modelado, mientras que las segundas se comportan como un material homogéneamente duro y resistente.

Como consecuencia de ello los valles modelados sobre el contacto de estos dos conjuntos presentan un peculiar perfil transversal, definido en su parte superior por vertientes en principio relativamente empinadas con algunos pequeños escarpes rocosos que gradualmente se hacen más suaves hasta enlazar con los tramos dolomíticos masivos, generalmente a través de un área plana o un replano de mayor o menor amplitud. A partir de éste se produce una fuerte y brusca ruptura de pendiente, que da paso -ya dentro del ámbito de las citadas dolomías masivas- al desarrollo de vertientes escarpadas y abruptas enmarcando un fondo estrecho. Puede decirse que el valle en su parte alta, coincidiendo con los afloramientos dolomítico-margosos, presenta una forma de “hoz abierta”, para bruscamente adoptar una típica forma de “cañón” u “hoz”, al atravesar el conjunto dolomítico masivo.

b) *“Complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico” y “Complejo arenoso-silíceo inferior del Cretácico”*. El afloramiento conjunto de estos dos complejos morfolitológicos es

poco corriente a lo largo de los valles estudiados, ya que solamente se produce en el tramo final del valle del Casilla antes de su confluencia con el Duratón y en pequeños tramos de valle de este último. En este caso las dolomías masivas -cuyo comportamiento, como ya se ha indicado- es el propio de un material duro y resistente- yacen de forma concordante sobre los materiales fundamentalmente detríticos del complejo arenoso, cuya escasa litificación y nula cementación les hace particularmente débiles ante los procesos de modelado. De este modo, cuando un valle se ha labrado sobre la combinación o sucesión de estos dos complejos presenta en su parte superior una forma estrecha con vertientes abruptas donde se suceden escarpes rocosos y taludes. Estas características desaparecen cuando el río, una vez atravesadas las capas dolomíticas, alcanza los citados materiales detríticos subyacentes dando lugar entonces a vertientes cóncavas que pierden progresivamente su pendiente hasta que conectan con un fondo más o menos amplio. El resultado es, por lo tanto, el modelado de “cañones” u “hoces”, pero en las que se aprecia como rasgo distintivo el desarrollo de un fondo aluvial relativamente más amplio que el que puede formarse en un cañón típico.

c) *“Unidades conglomeráticas y arenoso-conglomeráticas acinales y “Unidades ocre arcillo-arcillosas acinales y carbonatadas” del Mioceno y/o “Complejo conglomerático del Oligoceno” y/o “Complejo dolomítico margoso superior del Cretácico”*. Los valles en cuyas laderas se suceden o combinan estos dos conjuntos morfológicos, lo cual no ocurre con demasiada frecuencia, lo acusan de forma apreciable en su morfología teniendo en cuenta el contacto discordante que se da entre ambos. Todos los materiales citados, tanto los miocenos como los paleógeno-cretácicos, presentan una resistencia más o menos similar a los procesos de modelado, aunque ésta es algo mayor en los segundos; de esta manera los valles labrados sobre esta asociación morfológica no presentan grandes ni bruscos cambios en la morfología de sus vertientes y fondos, siendo característica la presencia de vertientes relativamente empinadas, sólo interrumpidas algunas veces por escarpes rocosos de pequeño tamaño, los cuales generalmente coinciden con los tramos dolomíticos y suelen, por ello, aparecer muy próximos en el contacto con el fondo del valle. Este, por su parte, adquiere una cierta amplitud. En líneas generales, puede decirse que el tipo de valle modelado en este ámbito complejo está a medio camino entre una “hoz abierta” y un valle abierto propiamente dicho, donde tanto el ancho de valle como el fondo destacan por su extensión y amplitud. De hecho, las características morfológicas generales de estos tramos de valle no difieren apenas de los desarrollados sobre cada uno de los ámbitos morfológicos de forma individual; la única diferencia digna de ser resaltada es la aparente simetría de estos valles en contraposición con los que se labran exclusivamente sobre los complejos morfológicos del Mioceno.

d) *“Formación conglomerática plio-pleistocena de la raña” y “Unidades rojizas arcillo-arenosas acinales y sin cemento carbonático del Mioceno y/o “Complejo micaesquistoso y cuarzoso del zócalo”*. Los valles modelados en la combinación de estos complejos aparecen bien representados en el piedemonte de La Pinilla y en el sector inmediato de la cuenca sedimentaria y corresponden a los ríos Serrano y Cerezuelo y a sus afluentes.

Como se señaló anteriormente, el conglomerado de la raña -constituido básicamente por cantos de cuarzo embalados en una matriz areno-arcillosa- yace en discordancia e indiferentemente sobre los otros dos ámbitos morfolitológicos citados. Además presenta una mayor resistencia que las “unidades miocenas”, ya que pese a no tener una gran cohesión, la movilización o desplazamiento de sus componentes o partículas depende de procesos de meteorización previos, entre los cuales, destaca -al igual que en otras formaciones fanglomeráticas-, la crioturbación que provoca la disgregación y la progresiva pérdida de ligazón de los granos de la matriz, liberándose entonces las fracciones más gruesas (gravas y cantos).

En principio, esta relativamente menor vulnerabilidad hace que el conglomerado de la raña juegue un papel importante, actuando como una capa protectora que retrasa o atenúa la erosión de las unidades miocenas infrayacentes. Ello se manifiesta en el modelado de valles más estrechos y profundos, y por tanto menos abiertos, que los desarrollados exclusivamente sobre las facies detríticas miocenas, ya que la incisión lineal ha progresado con más rapidez que el trabajo realizado por la dinámica de vertientes y la arroyada. Además, el perfil transversal tan disimétrico que estos valles presentan cuando se modelan sobre las indicadas facies miocenas, es bastante menos acusado cuando sobre ellas aparece la raña. Pero, este aparente control de la raña en el desplazamiento lateral de los valles, parece tener un papel indudablemente menor cuando, como ocurre en el piedemonte de La Pinilla, la incisión fluvial alcanza también el sustrato metamórfico. En este caso los valles evolucionan en sentido vertical profundizando su *talweg*, al tiempo que el desplazamiento lateral queda imposibilitado, de modo que la configuración débilmente disimétrica que ocasionalmente puede observarse se debe a la actuación diferencial de los procesos sobre las laderas con una orientación y una exposición contrapuestas que las hacen más o menos favorables para la actividad e intensidad de éstos.

En todo caso, la morfología de los valles excavados en la combinación de estas tres unidades morfolitológicas suele adaptarse a dos modelos principales. El primero es el que se encuentra modelado en la raña y en las unidades rojizas arcillo-arenosas miocenas (que en este sector presentan bancos de conglomerados importantes pero bastante sueltos); se caracteriza por un perfil transversal relativamente abierto, de cierta profundidad y con una ligera disimetría que se acentúa a medida que el valle progresa longitudinalmente hacia el interior de la cuenca. El segundo es más complejo y aparece cuando llega a aflorar también el complejo micaesquistoso; se diferencia entonces un valle más o menos abierto en su parte superior, pero que bruscamente se estrecha en su tramo inferior cuando incide sobre el citado complejo del zócalo, modelándose en estos materiales una garganta con perfil en “V”.



Foto III. 11. Unidades rojizas arcillo-arenosas acinales y sin cemento carbonático del Mioceno



Foto III.12. Detalle del contacto entre el “Complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico” y el “Complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico”

Foto III.13. Formación conglomerática plio-pleistocena de la raña descansando sobre las Unidades rojizas arcillo-arenosas acinales y sin cemento carbonático del Mioceno.



En conclusión, la influencia de los componentes del roquedo que afloran en el territorio estudiado y han sido agrupados en diferentes complejos o unidades morfolitológicas puede servir de base para realizar una primera diferenciación de la morfología y establecer una tipología general de los valles existentes en él, así como para identificar y describir los procesos geomorfológicos más susceptibles de intervenir (bajo determinadas condiciones climáticas) en su modelado. Puede decirse que, tal como ha sido puesto de manifiesto en otros territorios (LAZARO OCHAÍTA, 1977), la variedad litológica es responsable en gran medida de las diferencias morfológicas apreciables en las formas derivadas de la erosión fluvial. Evidentemente la morfología de los valles excavados por el río Duratón y sus afluentes principales al atravesar las diferentes unidades morfoestructurales del área de estudio no es ajena, sino todo lo contrario, a esta influencia litológica. Así, en líneas generales, sobre rocas o complejos morfolitológicos coherentes, compactos y resistentes (materiales metamórficos del zócalo, dolomías masivas del cretácico) se han modelado gargantas y cañones u hoces respectivamente; sobre complejos en que alternan rocas de naturaleza y dureza contrastada (dolomías y margas del cretácico, conglomerados calcáreos y arcillas del oligoceno) se han labrado valles que se han definido como “hoces o cañones abiertos”; y, finalmente, sobre sustratos o ámbitos más deleznable y erosionables (unidades detríticas del terciario), se han excavado valles abiertos y amplios, que además muestran una acusada disimetría transversal.

III.2. EL MODELADO DE LOS VALLES: CARACTERES MORFOMÉTRICOS, MORFOGRÁFICOS Y MORFOLÓGICOS

El modelado de los valles es el resultado de una larga evolución temporal que comienza con el establecimiento de la red fluvial actual a finales del Terciario y/o en los albores del Cuaternario. Los diferentes ejes fluviales, jerarquizados o vertebrados por el río Duratón, inician entonces la excavación de sus valles al encajarse en un territorio que -como se ha explicado en los capítulos precedentes- presenta una gran diversidad morfoestructural y litológica.

Dentro de este entramado morfoestructural y morfolitológico, la morfogénesis de los valles es llevada a cabo prioritariamente por las aguas corrientes canalizada, es decir por los ríos, cuya actuación, al crear nuevas vertientes, desencadena y mantiene la actividad de otros procesos de meteorización, de dinámica coluvial y de arroyada en sus diversas modalidades, los cuales tienen una repercusión muy significativa en la configuración final de los valles en el área estudiada. Parece claro que los desniveles originados por los ríos al encajarse progresivamente activan o ponen en funcionamiento los procesos de preparación del material, los de ladera y los de arroyada; unos procesos que han sido y son diferentes y actúan de forma diferencial según las características litoestratigráficas y estructurales y cuya eficacia en el modelado ha estado y está supeditada asimismo -aunque en menor medida- a las condiciones

ambientales imperantes a lo largo del período en que se ha desarrollado la apertura de los valles.

La litología (o su agrupación en complejos morfolitológicos) constituye pues un factor prioritario que inicialmente controla y dirige la configuración de los valles, determinando directa o indirectamente la morfodinámica fluvial, unas veces favorable a la incisión y otras a la erosión lateral según la resistencia del material, y condicionando las diferentes modalidades de la meteorización, de la dinámica de laderas y de la arroyada, que generaran formas y depósitos variados según la naturaleza de éste. Puede decirse por tanto, siguiendo la idea de A. FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ (1996), que el encajamiento y la configuración o modelado de los valles es un proceso complejo y dilatado en el tiempo, que depende de la interacción o dialéctica entre la morfogénesis fluvial, junto con los procesos desencadenados por ella, con las especiales condiciones litoestructurales y morfoclimáticas, y que la actividad modeladora de éstos procesos se manifiesta de modo diferente a lo largo de un valle, lo cual permite definir en un mismo valle diferentes tramos con una morfología específica.

Dentro del marco del territorio estudiado -como se ha puesto de manifiesto en las páginas anteriores-, la influencia geomorfológica de la litología y su respuesta ante los procesos externos ha servido de base para realizar una primera diferenciación de tipos de valle o, mejor, de “tipos de tramo de valle”. Teniéndola en cuenta, en este capítulo se pretende llevar a cabo de forma pormenorizada y detallada, un análisis descriptivo de los componentes morfológicos fundamentales de los tramos de valle diferenciados, es decir de las vertientes o laderas así como del fondo y lecho de los mismos, analizando sus características morfométricas, morfográficas y morfológicas. La explicación de estos elementos se apoya gráficamente en la elaboración de una serie de cortes geológicos, que permiten ver la disposición estructural en la que se abre cada tramo de valle, junto con secciones transversales morfo-topográficas, que reflejan su anchura, su profundidad y la disposición de sus pendientes. Este análisis será clave para entender el proceso de encajamiento de los ríos, ya que a partir de las características de estos elementos o parámetros se podrá interpretar y reconstruir la evolución geomorfológica de los valles y del conjunto de la red fluvial. Con el objeto de facilitar la comprensión de dicho análisis se exponen a continuación algunas aclaraciones terminológicas y conceptuales.

Las vertientes o laderas de un valle -en este trabajo ambos términos se utilizan como sinónimos a pesar de que encierran algunas diferencias de significado (LÓPEZ BERMÚDEZ, 1984)- se entienden como las superficies topográficas que cubren a través de una pendiente de inclinación variada la distancia entre el margen externo de los valles y su fondo. En líneas generales, la sección o perfil de una ladera de valle está compuesta o integrada por varios elementos o unidades: la “cumbre” o “cresta”, la “ladera media” y el “pie de ladera” (CALVO CASES, 1987; YOUNG, 1972). La cumbre de la ladera comprende el tramo que va desde el punto externo donde la pendiente es teóricamente nula hasta donde deja de producirse un

incremento paulatino de la misma, presentando un perfil generalmente convexo. La ladera media suele ser la zona más amplia y tiene normalmente un perfil rectilíneo (más o menos inclinado). Finalmente, el pie de la ladera forma el área de contacto con el fondo del valle, el cual se produce por regla general mediante un tramo corto de inclinación suave y de perfil cóncavo.

No obstante, dentro de los rasgos generales indicados, estos tres elementos de las vertientes presentan una forma variada y diversa, la cual depende básicamente de factores estructurales y morfodinámicos (FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1996). Según este autor, los primeros están relacionados con la diversidad y caracteres litoestratigráficos (composición textural, mineralógica) de los afloramientos rocosos y con su disposición tectónica y grado de diaclasamiento, que por lo general dirigen los procesos de meteorización, liberando una serie de productos susceptibles de ser desplazados. Por su parte, los segundos están vinculados con la propia morfodinámica fluvial que excava los valles, creando desniveles con diferentes grados de pendiente, lo que activa los procesos de vertientes y el desplazamiento de partículas bien por la gravedad (caída libre, desprendimientos) o bien por movimientos en masa o de escorrentía (reptación, solifluxión, deslizamientos, arroyada difusa, concentrada). Asimismo influyen el tipo de patrón del cauce o canal fluvial (meandriforme, trenzado, etc) y el mayor o menor recubrimiento vegetal responsable del grado de fitoedafostabilización de las laderas, así como la acción antrópica. Esta última, relacionada con la ocupación histórica del territorio, se manifiesta en la presencia de laderas de valle en ocasiones sustancialmente modificadas por el hombre; no obstante, desde mediados del pasado siglo, la situación socioeconómica proclive al abandono de estos terrazgos -ya de por sí bastante improductivos y difíciles de trabajar- ha activado una dinámica de vertientes que se centra en el desmoronamiento de los antiguos escalonamientos y bancales.

El fondo de valle, por su parte, se entiende como el espacio que ha estado, está o puede estar ocupado por las aguas de un río. Así, los valles de los ríos bien establecidos y desarrollados presentan un fondo constituido por varios elementos: las terrazas, el lecho mayor o llano aluvial actual y el lecho menor. El lecho mayor es una estrecha franja de topografía aplanada formada por materiales depositados por la propia dinámica fluvial y que puede ser inundada episódicamente por las aguas del río (de ahí que se le llame también llanura de inundación). Dentro de la evolución particular de un río pueden sucederse episodios de excavación o colmatación que quedan reflejados en la sucesión escalonada de llanuras aluviales, situadas ya por encima del alcance de las aguas fluviales, conformando las denominadas “terrazas”, así denominadas por tratarse de depósitos aluviales dejados por los ríos en un momento dado de su evolución que quedan colgados a distintas alturas sobre el cauce actual. Finalmente, el lecho menor es el canal por donde fluyen habitualmente las aguas del río, a veces ocupando solamente en una pequeña parte del mismo, concretamente en un surco más o menos sinuoso que recibe el nombre de “canal de estiaje”. Este lecho menor está

por lo general encajado en la llanura aluvial actual, quedando bien delimitado entre los ribazos u orillas.

Los rasgos morfológicos de los fondos de valle, y de sus componentes, dependen casi exclusivamente de la morfodinámica fluvial y de la resistencia del substrato litológico sobre la que actúa. Así, sobre materiales duros y competentes ésta se reduce a la incisión vertical del cauce, a la vez que la zapa lateral está muy limitada; mientras que sobre substratos más blandos y deleznales, la incisión del río progresa con rapidez al tiempo que se acompaña de una eficaz zapa lateral, que tiende a ensanchar el fondo. Esta erosión lateral de los cursos fluviales está bastante relacionada con el tipo de patrón de drenaje, ya que los cursos meandriiformes realizan un mayor trabajo geomorfológico de este tipo que los cursos con trazados rectilíneos o anastomosados. Asimismo la construcción de los fondos de los valles está relacionada con la propia evolución o morfogénesis fluvial, en la que se suceden o alternan etapas de incisión y excavación del valle con otras de estabilización y acumulación aluvial. También, esta morfogénesis puede estar condicionada por factores tectónicos o climáticos que pueden originar la migración lateral de los ejes fluviales en un mismo sentido, quedando colgados los diferentes aluviones sólo en una margen. En todo caso, el reconocimiento de estas etapas, reflejadas en escalones, correspondientes a fases de incisión, y en rellanos o terrazas, atribuidos a fases de aluvionamiento y construcción del fondo aluvial, permite interpretar la historia morfológica de los valles.

A partir de estas consideraciones generales, la finalidad de las páginas siguientes es describir y analizar la forma concreta de las vertientes, el fondo y, dentro de éste, el lecho actual en cada tipo de valle diferenciado, con el objeto de sentar las bases para interpretar finalmente la evolución geomorfológica de los mismos. Dicho análisis se apoya -según se ha dicho- en la elaboración de una serie de cortes o secciones transversales tanto geológicos como geomorfológicos para cada diferente tramo considerado. El objeto de éstos es doble: con los primeros, se pretende reflejar la disposición estructural de los materiales, y su incidencia o control en el modelado general del valle, mientras que, con los segundos, se pretende mostrar de forma gráfica y suficientemente detallada, los caracteres morfométricos (anchura, profundidad, etc) del valle y las relaciones geomorfológicas y topográficas que se establecen entre las diferentes modelados y formaciones existentes en las laderas y fondo del mismo. Asimismo en aquellos tramos de valle que reúnen una mayor riqueza y variedad de formas, los perfiles se acompañan con el levantamiento de una cartografía geomorfológica detallada, donde se pueda observar la morfología en planta del mismo y localizar algunas formas y procesos singulares.

III.2.1. LOS VALLES EN “HOZ” O “CAÑÓN” DE LAS ESTRUCTURAS PLEGADAS DOLOMÍTICAS DEL CRETÁCICO.

Como ya se ha indicado, dentro de este género de valles (o de tramos de valle) es posible diferenciar dos tipos morfológicos: los valles en “hoz abierta” y los valles en “hoz estrecha”. El primer tipo de valle, labrado sobre el complejo morfolitológico “dolomítico-margoso superior” del cretácico (y en ocasiones también sobre “el complejo conglomerático” del oligoceno), suele preceder por regla general a los cañones estrechos, es decir a cada tramo de hoz abierta le sucede un tramo de hoz propiamente dicha, desarrollándose éste sobre el complejo morfolitológico “dolomítico masivo intermedio del Cretácico Superior”. La frecuencia y reiteración dentro del área de estudio del afloramiento de estos complejos hace que a lo largo de los valles del río San Juan, del Caslilla y del Duratón el modelado de cañones u “hoces”, en especial de hoces estrechas, sea especialmente numeroso y significativo.

Esta secuencia morfolitológica tan peculiar en la que se han modelado los valles con características de hoces o cañones está en relación con la particular disposición de los afloramientos de los conjuntos estratigráficos del Cretácico superior. Según se ha dicho, éstos están distribuidos en estrechas fajas o bandas que se suceden varias veces, dentro de las que el conjunto de conglomerados calcáreos y el de las dolomías y margas suele aparecer más o menos circundando al ámbito dolomítico masivo y éste a su vez de igual modo da paso a los materiales detríticos de la base del Cretácico.

Por tanto, puede decirse que los valles de tipo cañón comienzan a labrarse inicialmente en el complejo morfolitológico “conglomerático calcáreo y arcilloso” del Oligoceno, para encajarse rápidamente sobre el “dolomítico-margoso” del Cretácico, modelándose en ellos un tramo de hoz abierta. A medida que la incisión fluvial empieza a tajar los materiales del complejo morfolitológico “dolomítico masivo” aparece, en primer lugar, un pequeño tramo de valle mixto elaborado sobre estos dos últimos complejos morfolitológicos; pero enseguida desaparece el primero de ellos, desarrollándose entonces el valle enteramente sobre el ámbito dolomítico masivo, cuya expresión morfológica es el modelado de hoces estrechas o cañones, las cuales adquieren un gran desarrollo longitudinal.

Solamente los ríos San Juan, Caslilla y, sobre todo, Duratón han modelado tramos en hoz o cañón cuando atraviesan en algún momento de su recorrido estos ámbitos morfolitológicos. Desde el punto de vista morfoestructural, estos ríos excavan una estructura tectónica constituida por varias escamas o bloques cabalgantes de dirección NE que por lo general conservan la cobertera cretácica y paleógena. Estas escamas, integradas en el piedemonte de Prádena y en el Macizo calcáreo de Sepúlveda, están ligeramente inclinadas o basculadas hacia el área montañosa, es decir hacia el S y SE, y por tanto su frente se levanta hacia el NW. Por su parte, la cobertera al adaptarse a los cabalgamientos que separan a cada una de estas

escamas imbricadas, forma en el borde meridional del dorso de éstas flexiones anticlinales o pliegues en “rodilla” muy violentos y marcadamente disimétricos. Éstos presentan un flanco Sur de muy débil inclinación, dando lugar en conjunto a extensos monoclinales. Por el contrario, el flanco Norte, muy verticalizado e incluso en ocasiones invertido, forma *hogbacks* o crestas rocosas estrechas de fuerte inclinación.

En conjunto, como se acaba de indicar, estas aparentes cuestas están basculadas hacia el S y SE. Por lo tanto, los ríos anteriormente citados se han encajado sobre afloramientos cretácicos que en ningún caso están dispuestos horizontalmente, sino que siempre están afectadas por ligeros buzamientos. Esto se aprecia con claridad en los sucesivos cortes geológicos transversales realizados a lo largo del recorrido de éstos ríos. Dichos cortes son suficientemente expresivos de las condiciones estructurales en la cuales se han labrado estos valles de tipo cañón u hoz. Las capas cretácicas muestran en líneas generales buzamientos de 10°-15° hacia el S y SE, acentuándose notablemente esta inclinación estructural -hasta más de 65°- allí donde se produce el enlace de los bloques cabalgantes a través de pliegues en rodilla o flexiones anticlinales. Los ríos han atravesado perpendicularmente esta estructura tectónica al encajarse tanto sobre el dorso de los flancos meridionales de estos macropliegues en dirección contraria a su buzamiento como sobre la charnela de éstos, momento en el que dejan al descubierto esta estructura de deformación tectónica, bien visible en las Hoces del Duratón entre Giriego y el Villar de Sobrepeña, así como en el tramo final del valle del Caslilla, los cuales recorren longitudinalmente parte del eje de la flexión anticlinal que enmarca el bloque de Sepúlveda. Otros buenos ejemplos pueden observarse en la hoz de Casla a la altura de la Urbanización de Los Cortos y en la hoz de la “Presa del Barrio” en el paraje que la da nombre

Estos cañones constituyen ámbitos perfectamente diferenciados de la superficie calcárea sobre la que se encajan. Dicha superficie, que se corresponde con un nivel de arrasamiento que ha cortado todos los materiales a un nivel altitudinal aproximado, esta caracterizada en líneas generales por su monotonía y uniformidad topográfica, oscilando su altura entre los 1000 y los 1200 metros. Estas reducidas diferencias altitudinales se traducen en los valores escasos de las pendientes, que suelen ser inferiores a los 15°. Pero los ríos Duratón, Caslilla y San Juan surcan esta superficie calcárea levemente inclinada a través de valles estrechos, rompiéndola y compartimentándola y dando lugar a la aparición de importantes accidentes topográficos, que contrastan bruscamente con aquélla por el mayor valor que alcanzan sus pendientes. De este modo, las “hoces” o “cañones” constituyen estrechas franjas encajadas en esta monótona superficie calcárea, las cuales introducen pendientes pronunciadas que están en relación con su anchura y profundidad.

El enlace entre el estrecho fondo de éstas y dicha superficie sólo puede efectuarse mediante vertientes de gran inclinación (GONZÁLEZ MARTÍN, 1986c), teniendo en cuenta además que se labran sobre un tipo de roquedo duro y compacto. Estas laderas de los tramos

de cañón u hoz responden genéricamente a la tipología de las vertientes de gravedad, tan características de las áreas donde la litología calcárea es dominante, que han sido denominadas en Geomorfología “vertientes cantil-talud”, por ser éstos los dos componentes básicos que con mayor entidad las definen (YOUNG, 1972; BERNABÉ y CALVO, 1979; GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986; CALVO CASES, 1987). El cantil, también llamado escarpe o cornisa, corresponde al sector de la vertiente donde predominan las pendientes enérgicas, entre 45 y 90°, y en él los procesos dominantes son los de meteorización, que producen la progresiva desintegración de la roca y el retroceso paralelo de la vertiente; sin embargo, debido a su fuerte inclinación, no es posible la acumulación en su ámbito de los materiales producidos, los cuales son desplazados inmediatamente por la acción gravitatoria libre. Este retroceso de los escarpes consecuente a su meteorización y pérdida de masa está controlado básicamente por causas climáticas, aunque también influyen factores estructurales y litológicos, como el tipo de roquedo, la densidad de diaclasado y el ángulo de buzamiento de los estratos (BERNABÉ y CALVO, 1979). De este modo, los escarpes o cantiles presentan una morfología abrupta e incluso en muchas ocasiones vertical, están modelados sobre la roca desnuda, y tienen la singularidad de ser los ámbitos de partida o salida del material meteorizado.

Estos escarpes constituyen el elemento morfológico dominante en las vertientes de los cañones labrados por los ríos Duratón, San Juan y Caslilla. No obstante, utilizando como criterio la posición y extensión que ocupan en relación con los factores estructurales (buzamientos, planos de estratificación, etc.) que han favorecido la actuación intensa y concentrada en determinados puntos de los procesos de meteorización y de transporte (crioclastia, disolución, arroyada, etc.), es posible establecer una tipología bastante variada.

De acuerdo con ella, los escarpes desarrollados en la parte superior de la vertiente y que enlazan en un ángulo más o menos recto con la superficie calcárea son, en principio, la forma de cantil típica de estos cañones u “hoces”; sin embargo, a pesar de que aún es posible encontrarlos perfectamente conservados, lo más frecuente y normal es que su borde superior haya sufrido una sensible degradación dando lugar a un talud rocoso de enlace, el cual está frecuentemente interrumpido por pequeños escalones rocosos que, por lo general, tienen un tamaño inferior a un metro. Esta degradación del escarpe culminante (es decir, su transformación parcial o completa en talud rocoso) supone que el contacto entre las vertiente de los cañones y la superficie calcárea que los enmarca no se realice ya muchas veces por medio de esta clara ruptura de pendiente, sino que el enlace se produzca por medio de una convexidad cimera, cuya consecuencia más significativa es una notable disminución de la pendiente media general, que ahora oscila entre los 30 y los 35°. El desarrollo de este talud rocoso parece ser el resultado de un intenso proceso de meteorización del cantil originario, cuyos productos son arrastrados por arroyada difusa; esta combinación de acciones externas ha producido un efecto general de limado en los bordes del cañón (FABRE, 1976; GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986; GONZÁLEZ MARTÍN, 1986c), suavizando de este modo

el contacto originariamente brusco entre la superficie calcárea y las vertientes de los valles. Además, la disposición estructural del complejo masivo-dolomítico controla la formación y ampliación de estos taludes rocosos: la inclinación moderada de los “paquetes” dolomíticos favorece el desarrollo mayor que adquieren los taludes rocosos sobre las vertientes que siguen la dirección de la estructura, pues posibilita una acción más eficaz de la arroyada difusa.

Pero esta combinación de procesos de erosión no afecta de forma generalizada y por igual a toda la parte culminante de los escarpes, sino que por el contrario existen lechos o estratos de litología más resistentes que propician la formación de pequeños escalones rocosos, e incluso en ocasiones de algunos pequeños escarpes, sin dejar de ser producto de la degradación de la parte superior de los cantiles rocosos culminantes y de su transformación en taludes.

De forma general, los taludes rocosos que ocupan la parte cimera de las vertientes dan paso en los cañones labrados por estos ríos a cornisas o escarpes propiamente dichos, los cuales, por tanto, aparecen localizados por debajo de estos elementos morfológicos resultantes de su degradación. La forma de estos escarpes puede ser simple cuando una única superficie abrupta o verticalizada conecta, directamente o a través de un talud detrítico, con el fondo del valle; sin embargo también puede complicarse, desdoblándose en una sucesión de escarpes elementales escalonados. Entre estos escarpes subordinados, cuyo desnivel suele sobrepasar el metro, aparecen en unos casos taludes detríticos o rocosos y, en otros, rellanos estructurales.

El material desprendido del cantil se deposita en la base y el tramo medio de la ladera, constituyendo el talud. Éste, por lo tanto, se localiza debajo del escarpe rocoso y es resultado, de un lado, de la actuación de procesos de transporte encargados de desplazar los derrubios (siempre y cuando la pendiente tenga una inclinación suficiente para que el peso de los clastos supere el efecto de roce) y, de otro, de la acumulación de los derrubios o clastos sobre la vertiente debido a que la resistencia al desplazamiento derivada de la rugosidad llega a compensar la tendencia gravitatoria al descenso. Estos procesos interrelacionados tienden a crear un área con pendientes regulares del orden de los 25-35°, que expresan la resultante del equilibrio gravitatorio de los derrubios según su tamaño y forma (MUÑOZ JIMÉNEZ, 1992). En consecuencia, los taludes presentan una morfología menos escarpada, básicamente regular y rectilínea, propia de ámbitos de acumulación y transporte de material detrítico aportado por la meteorización. La envergadura y la diferenciación morfológica de estos taludes detríticos en las vertientes de los cañones de los ríos Duratón, San Juan y Caslilla está supeditada al grado de erosión sufrido por los escarpes, de tal modo que el mayor o menor desarrollo alcanzado por ellos indica el grado evolutivo del retroceso de los escarpes. Pueden diferenciarse así varios tipos de taludes detríticos.

Un primer tipo, bastante frecuente, corresponde a áreas con escarpes fuertes y verticalizados bajo los cuales se desarrollan pequeños taludes detríticos continuos, que

enlazan con aquéllos de forma regular; su continuidad sólo se interrumpe cuando las cornisas conectan directamente con el fondo del valle. En todo caso, estos taludes señalan un escaso retroceso de los escarpes debido a que los procesos de meteorización no han sido suficientemente eficaces. Si, por el contrario, estos procesos actúan con eficacia e intensidad sobre las cornisas, éstas proporcionan abundantes clastos que alimentan el talud, el cual paulatinamente puede ir creciendo a la vez que se reduce el escarpe, quedando una parte creciente de éste cubierto y resguardado de la meteorización posterior; bajo estas condiciones, la vertiente suele presentar un pequeño escarpe a cuyo pie aparece un talud detrítico relativamente extenso, que llega a ocupar gran parte de la ladera. Finalmente, si estas condiciones de fragmentación meteórica actúan de forma homogénea y generalizada sobre los escarpes durante un largo período de tiempo pueden provocar la desaparición de éstos, quedando las áreas-fuente recubiertas bajo un manto de derrubios, formándose entonces una vertiente detrítica regularizada o vertiente de *Richter*, es decir una vertiente que de base a culminación presenta una pendiente media constante y una forma fundamentalmente rectilínea, pero con una cierta concavidad basal.

Las vertientes de los tramos de cañón u hoz enlazan con los correspondientes fondos de valle de diversas formas. En algunos casos las cornisas rocosas pueden descender hasta dichos fondos, quedando éstos perfectamente delimitados y enmarcados entre estas paredes verticalizadas. Pero en la mayor parte de los casos son los taludes, con una pendiente que oscila entre 20 y 30°, los que realizan el enlace con la parte inferior del valle, bien de forma nítida a través de una pequeña ruptura de pendiente, bien por medio de una pendiente de modesta inclinación de alrededor de los 10-15°, que recibe el nombre de “enlace basal”.

Por su parte, las características del propio fondo difieren según se trate de hoces abiertas o de hoces estrechas. El fondo de las primeras está formado por amplias franjas de topografía relativamente plana, cuya anchura suele superar los 100 metros; por el contrario, el de las segundas es igualmente plano pero de anchura considerablemente más reducida: entre 20 y 50 metros. En conjunto, estas áreas aplanadas están constituidas por depósitos fluviales fundamentalmente de tamaño limo y arena fina, por lo que se ha considerado que pueden recibir el nombre de “fondos aluviales”. El lecho actual de los ríos se encuentra levemente encajado sobre ellos.

Quedan así descritos y analizados de forma individual los componentes que permiten caracterizar las vertientes y fondo de los valles de tipo cañón u “hoz”, pero esta descripción no es suficiente para entender la complejidad de las formas derivadas de la variada combinación de los diversos tipos de escarpes y taludes. Dicha combinación permite, en última instancia, evaluar la incidencia del ambiente climático y el papel de la estructura en el modelado actual de este tipo de valles. El siguiente objetivo es, pues, analizar y describir las características de los elementos básicos y de su combinación que se dan en cada tipo de hoz o cañón. Tratamiento especial merecerá el estudio de las Hoces del Duratón, pues en

ellas aparecen todos los rasgos morfológicos del modelado de este tipo de valles, y el de la hoz-combe de Sepúlveda correspondiente al tramo inferior del valle del Caslilla, que pese a su corto recorrido, reúne la máxima complejidad desde las perspectivas tectónica y litológica.

III.2.1.1. Los cañones u hoces abiertas.

Los valles de este tipo se encuentran modelados sobre el complejo morfolitológico “dolomítico-margoso” del Cretácico y en ocasiones sobre “las unidades conglomeráticas y arcillosas” del Oligoceno. Dichos complejos -como ya se ha señalado- aparecen generalmente circundando o rodeando al complejo morfolitológico “dolomítico masivo”, con lo que los tramos definidos por su morfología como hoces abiertas suelen por lo común anteceder a las hoces o cañones propiamente dichos, labradas en este último ámbito litológico. De este modo, dentro del valle del río San Juan es posible localizar varios tramos de hoz abierta precedentes, por tanto, a otros tantos cañones estrechos, a los que se ha denominado hoz abierta de Castroserna de Arriba, hoz abierta de Aldealcorvo y hoz abierta de San Miguel de Neguera. Los tramos iniciales de los valles modelados por el río Duratón y Caslilla a su entrada en el macizo de Sepúlveda se corresponden asimismo con hoces abiertas; a ellos se hará referencia al realizar el análisis específico de las hoces del Duratón y de la hoz-combe de Sepúlveda. Por otro lado, algunos tramos excepcionales de este tipo, que no preceden a cañones estrechos, aparecen modelados sobre “las unidades conglomeráticas y arcillosas” del Oligoceno, destacando entre ellos la hoz abierta del Monte de Los Cortos (abierta por el río del Puerto o Alto Duratón), la hoz abierta de Burgomillodo (excavada por este mismo río a su salida del área de estudio) y algunos segmentos -aunque de corto recorrido- del valle del río Cerezuelo en las proximidades de Cerezo de Arriba.

En todo caso, la reducida extensión de afloramiento de los ámbitos litológicos indicados implica que las hoces abiertas y modeladas en ellos no alcance un gran desarrollo longitudinal; pese a ello sus rasgos morfométricos y morfográficos, es decir las dimensiones de su perfil transversal y la particular configuración que presenta están claramente definidas, presentando grandes diferencias con los cañones propiamente dichos. Ello se relaciona de forma evidente con el hecho de que tanto el complejo “dolomítico-margoso” como “las unidades conglomeráticas y arcillosas” reúnen las condiciones necesarias para que la actuación combinada de los procesos meteóricos, los procesos de dinámica de vertientes y la propia acción erosiva de los cursos de agua se traduzca en un retroceso de las vertientes y en la ampliación del fondo de este tipo de valles. La anchura total de éstos se mantiene en general entre los 750 y los 900 m, mientras que el fondo ocupa una extensión de unos 125-150 m. Como excepción están las hoces abiertas de San Miguel de Neguera y la de Burgomillodo, que llegan a alcanzar una amplitud superior a los 1200 m y a los 2000 m respectivamente.

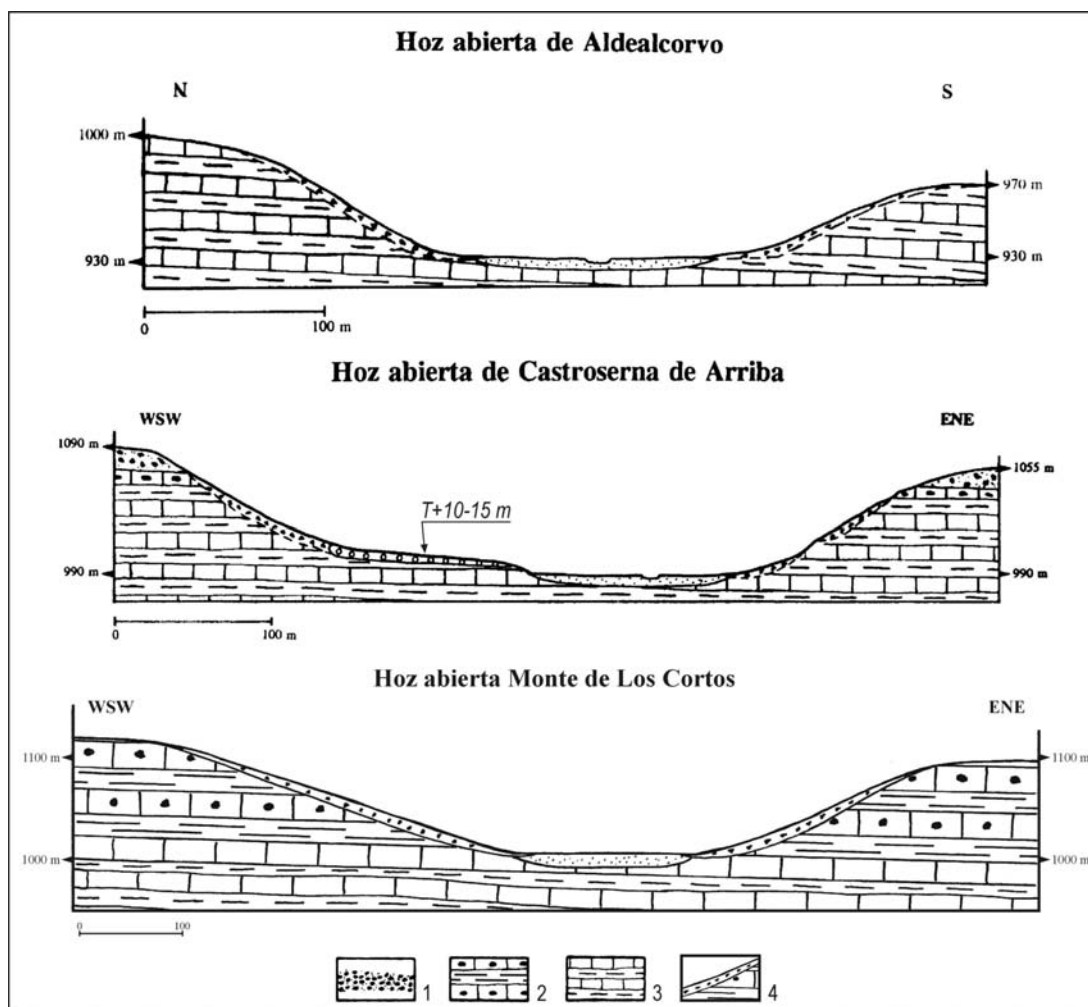


Fig. III.1. Sección geológica-geomorfológica transversal de las Hoces abiertas de Aldealcorvo, de Castroserna de Arriba y del Monte de Los Cortos. 1. Unidades conglomeráticas y arenoso-conglomeráticas acinales del Mioceno; 2. Unidades conglomeráticas deformadas del Oligoceno-Mioceno inferior; 3. Complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico; 4. Laderas regularizadas.

La sección transversal de cada hoz abierta muestra con mucha frecuencia una desigual configuración en cada una de sus vertientes, fenómeno que está fuertemente controlado por la disposición tectónica. En general, la inclinación de los estratos, bien hacia el S o SE (hoz abierta de Aldealcorvo y del Monte de Los Cortos) bien hacia el E (hoz abierta de Castroserna de Arriba), provoca que las vertientes acordes con ella presenten un mayor desarrollo y desnivel, introduciendo de esta manera importantes disimetrías morfométricas (Fig. III.1). Así, en la primera, el desarrollo altitudinal de esta vertiente (situada en la margen derecha del valle) oscila entre los 50 y 70 m, manteniéndose el de la opuesta entre los 30 y los 40 m. Mayor complejidad presenta la hoz del Monte de Los Cortos; en su inicio, en las proximidades del Cerro Cabeza, presenta una gran profundidad y la vertiente dispuesta según la inclinación de la estructura (en este caso la correspondiente a la margen izquierda) se aproxima a los 120 m de desnivel, mientras que la opuesta alcanza solamente los 80 m; no obstante, su profundidad disminuye gradualmente aguas abajo, al tiempo que la altura de ambas vertientes, modeladas en su parte superior ya sobre materiales miocenos, se iguala en

torno a los 60 m. Finalmente, en la hoz de Castroserna de Arriba, la vertiente de la margen izquierda (acorde con la inclinación de las capas) supera en ocasiones los 100 m, mientras la vertiente de la margen derecha no sobrepasa los 70-80 metros de desnivel.

Otros tramos de “hoz abierta” se han excavado sobre estructuras tectónicas más complejas, que condicionan en mayor medida su sección transversal; este es el caso de la hoces abiertas de San Miguel de Neguera y de Burgomillodo.

Por lo que se refiere a la primera, hay que señalar que se ha modelado en el sector más occidental del eje del pliegue “en rodilla” de Sepúlveda, cuya estructura en conjunto presenta un flanco extenso basculado suavemente hacia el SE y un flanco vergente hacia NW muy verticalizado. La charnela anticlinal enlaza a través de este flanco violento con la charnela sinclinal, a partir de la cual la estructura sigue un buzamiento moderado hacia el Oeste, hasta que los afloramientos cretácicos desaparecen bajo los materiales miocenos o las arenas eólicas cuaternarias. El río San Juan ha excavado este último elemento estructural y ha desmantelado parcialmente el flanco verticalizado del anticlinal, lo cual ha dado lugar a importantes diferencias morfométricas entre las vertientes del valle: la vertiente de la margen derecha, desarrollada prácticamente desde el propio eje de la flexión anticlinal, presenta un gran desarrollo longitudinal (unos 1000 m) y un desnivel de entre 110 y 140 m; por el contrario, el desnivel de la vertiente de la margen izquierda, modelada sobre capas ligeramente inclinadas hacia el Oeste, no sobrepasa los 60 m (Fig. III.2).

La segunda, excavada por el río Duratón aguas arriba de la presa de Burgomillodo marcando el fin de las Hoces modeladas por este río y limitando el territorio estudiado en este trabajo, se ha abierto sobre el borde suroccidental del dorso de las crestas o cuestas asociadas al flanco meridional de la Serrezuela de Pradales (CASCOS MARAÑA, 1991). Como consecuencia de ello se encuentra modelada sobre unidades conglomeráticas y arcillosas del Oligoceno, que se disponen a modo de rampa inclinada moderadamente hacia el SW. Bajo la influencia de esta peculiar estructura se ha modelado un valle claramente disimétrico, pero a la vez bastante encajado, donde las laderas de la margen derecha pueden extenderse (acordes con la dirección de los estratos oligocenos) unos 2500 m y alcanzar un desnivel próximo a los 200 m, mientras que la margen izquierda está dominada por laderas cortas, que apenas sobrepasan los 500 m, de fuerte pendiente y con un desnivel de unos 100-110 m. Este tramo de valle, con las características morfométricas y morfográficas que se acaban de indicar para las laderas que lo enmarcan, tiene como rasgo más notable la anchura de su fondo aluvial, que por termino medio oscila entre los 300 y los 650 m (Fig. III.3).

Parece claro, por tanto, que el marco estructural y tectónico en que se han abierto las denominadas “hoces abiertas” ha determinado las sensibles diferencias morfométricas básicas (anchura y profundidad) que entre ellas existe. Pero también dicho marco -en

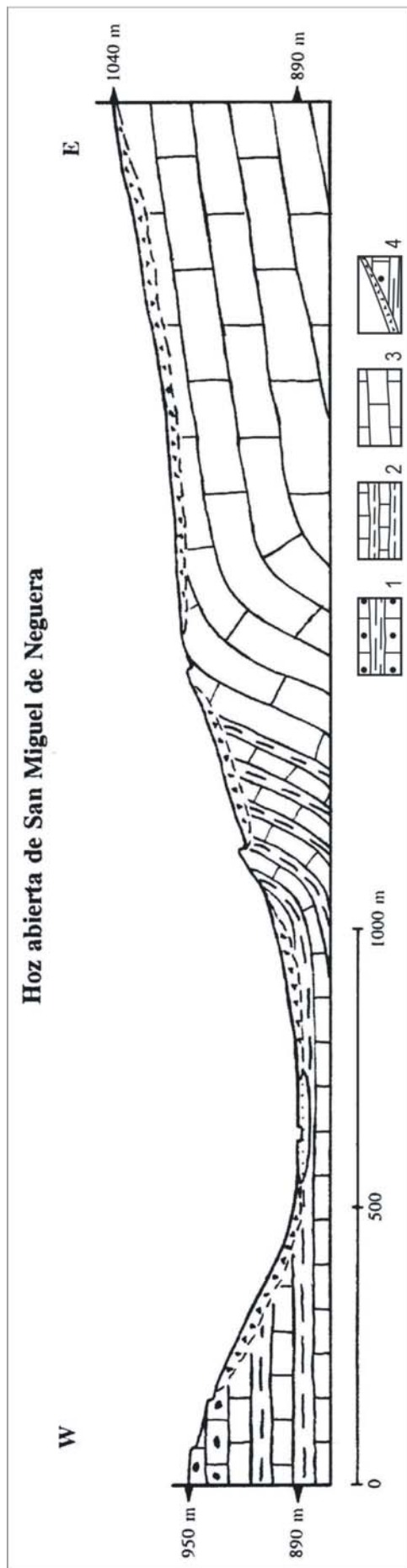


Fig. III.2. Sección geológica-geomorfológica transversal de las Hoz abierta de San Miguel de Neguera. 1. Unidades conglomeráticas deformadas del Oligoceno-Mioceno inferior; 2. Complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico; 3. Conglomerados deformados del Oligoceno-Mioceno; 4. Laderas regularizadas.



Foto III.14. Vista general de la hoz abierta de San Miguel de Neguera. Destaca la gran amplitud del valle, labrado a favor de la terminación occidental del pliegue de Sepúlveda, de ahí que en la margen derecha resalten pequeñas barras o crestas (picozos)

combinación con los procesos de modelado- ha influido en los rasgos morfológicos que presentan. Así, la sección más normal de este tipo de valles muestra laderas con un perfil de cumbre convexo, seguido de un amplio segmento rectilíneo y una terminación corta de perfil ligeramente cóncavo, que enlaza de forma suave con el fondo de valle aluvial. La ladera en los indicados segmentos rectilíneos suele presentar una pendiente que oscila entre los 15 y 30°, pero por lo general la ladera contraria a la inclinación de las capas suele ser más corta y presentar una pendiente algo mayor (25-35°), mientras que la que se desarrolla a favor de ésta tiene un pendiente algo menor (15-20°).

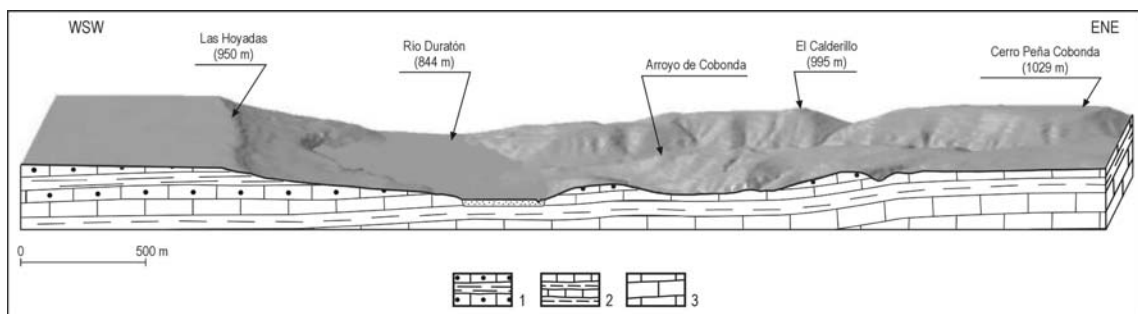


Fig. III.3. Sección geológica-geomorfológica transversal de las Hoz abierta de Burgomillodo. 1. Unidades conglomeráticas deformadas del Oligoceno-Mioceno inferior; 2. Complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico; 3. Complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico.

Este perfil tipo se relaciona morfológicamente con la presencia de taludes perfectamente regularizados constituidos por derrubios procedentes, por un lado, de la disgregación de los conglomerados calcáreos oligocenos y, por otro, de la fragmentación mecánica de los lechos dolomíticos y brechoides cretácicos. Estos derrubios, inicialmente movilizados elemento a elemento por la acción directa de la gravedad, se han desplazado posteriormente mediante flujo en masa al mezclarse con el material fino de los tramos arcillosos y margosos que alternan con los conglomerados y las dolomías. Puede hablarse, por tanto, de vertientes modeladas por caída libre y solifluxión laminar cuya regularización ha estado favorecida por la naturaleza y la organización de los componentes litológicos. Sin duda, la alternancia de bancos delgados de dolomía con lechos margosos o bien de niveles conglomeráticos con lechos arcillosos ha posibilitado la actuación conjunta de procesos eficaces de gelifracción sobre los tramos más compactos y rígidos y de crioturbación sobre los más deleznales, cuyos productos meteorizados quedan embalados en los materiales margosos o arcillosos, que, dado su carácter higrófilo, pueden facilitar la acción de la solifluxión laminar. Esta modalidad de flujo en un principio parece haber actuado sólo en los tramos de las vertientes de las hoces abiertas donde afloran los lechos margosos y arcillosos, los cuales evolucionan inicialmente por separado, interrumpidos por resaltes rocosos duros formados a favor de los bancos dolomíticos y conglomeráticos. Pero, a medida que la meteorización progresa en éstos, van quedando reducidos a pequeños y discontinuos escalones hasta desaparecer totalmente de



Foto III.15. Vista general de la hoz abierta de Aldealcorvo. Las laderas regularizadas se encuentran en ocasiones -margen derecha del valle- fuertemente acarcavadas

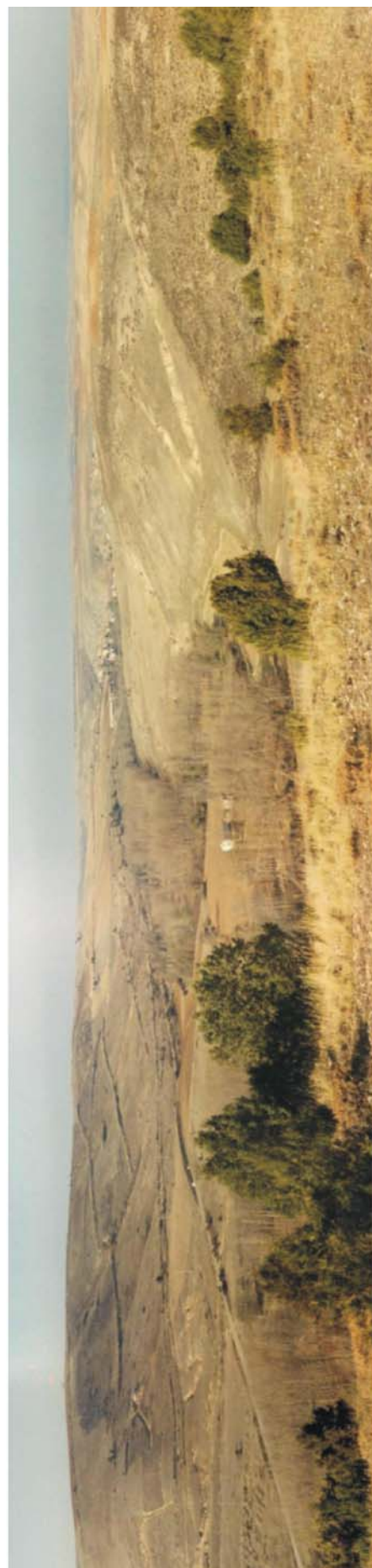


Foto III.16. Vista general de la hoz abierta de Castroserna de Arriba, en el sector de la Ermita de San Roque. Se observa un valle bastante simétrico con laderas regularizadas

forma que esta modalidad de desplazamiento en masa llega a afectar por entero a la vertiente, suavizándola y tapizándola, y tendiendo a generar sobre ella un talud rectilíneo amplio.

No obstante esta básica regularización de las vertientes modeladas sobre los complejos morfolitológicos de litología alternante y de dureza contrastada, la continuidad de sus perfiles aparece interrumpida por algunos accidentes peculiares relacionados también con la estructura geológica, junto con la actuación eficaz de algunos procesos de modelado. Así, en la hoz abierta de San Miguel de Neguera el desarrollo regular de los taludes aparece frecuentemente accidentado por la presencia de “picozos” o *hogbacks*, que han quedado al descubierto por la acción erosiva efectuada por el río San Juan al excavar este valle parcialmente sobre el flanco verticalizado del sector occidental del pliegue monoclinal o “en rodilla” de Sepúlveda. Del mismo modo, en las hoces abiertas de Castroserna de Arriba y de Aldealcorvo la presencia de los bancos margosos ha propiciado el deslizamiento sobre ellos de grandes paneles rocosos pertenecientes al conjunto brechoide que acompaña a la formación “Dolomías y margas de Tabladillo”. Estos paquetes deslizados se detienen al pie o a media ladera y destacan dentro del talud, adquiriendo formas caprichosas, semejantes a “cuernos”, espolones o pináculos...

Junto con estos elementos o accidentes, poco frecuentes, se encuentran otros más numerosos, relacionados con el afloramiento directo de los tramos litológicos particularmente duros y competentes: se trata de escalones rocosos o pequeños escarpes, que rompen con mayor continuidad la regularidad y monotonía de los taludes, que tienen su mayor presencia en las hoces abiertas de San Miguel de Neguera y de Aldealcorvo y, sobre todo, en la de Burgomillodo. En las dos primeras, se trata de escalones rocosos o pequeñas cornisas adaptados al afloramiento de los bancos de conglomerados o dolomías más resistentes, que pueden llegar a culminar las laderas, mientras que en la última estos resaltes rocosos alcanzan una mayor magnitud, constituyendo escarpes de varios metros. Además, tanto la hoz abierta de San Miguel de Neguera como la de Burgomillodo se encuentran en el límite oriental del área cubierta por las arenas cuaternarias de la Tierra de Pinares segoviana, de modo que las vertientes de la margen izquierda de ambos tramos de valle suelen presentar importantes acumulaciones arenosas superficiales, capaces de enmascarar la topografía previa y de introducir nuevos modelados derivados de la dinámica eólica.

Otras formas de modelado bastante frecuentes en las vertientes de estas hoces abiertas están relacionados con la acción de la arroyada concentrada al atacar preferentemente a los niveles más deleznales que en ellas afloran (los ya citados lechos margosos y arcillosos). De esta manera, numerosos sectores de estas vertientes, sobre todo de las situadas en la margen derecha de los valles y conformes con la disposición de la estructura tectónica, están significativamente incididos por surcos de arroyada concentrada. La asociación de éstos genera áreas abarrancadas cuyo modelado, aún activo, hay que situarlo con posterioridad a la formación de los taludes regularizados. En ellas la escorrentía superficial, favorecida por la propia disposición de los estratos, por la pendiente moderadamente alta de los taludes, por el

poco denso recubrimiento vegetal y por el escaso espesor de los coluviones (con abundante matriz margosa y arcillosa y por tanto poco resistentes a la erosión), no tarda en concentrarse e incidir en las laderas con gran rapidez. El resultado es el modelado de un conjunto de surcos o barrancos transversales al valle y paralelos entre sí, cuya forma y tamaño esta en relación con el grado y evolución que han alcanzado.

Pueden observarse largos y profundos barrancos, a veces de más de 100 m de desnivel (arroyo de Cabonda, Reguero de San Vicente, etc), en la ladera derecha de la hoz abierta de Burgomillodo. Algo más cortos y menos profundos (entre 20 y 50 m) se encuentran en la margen derecha de las hoces abiertas del Monte de Los Cortos y de San Miguel de Neguera, desarrollados en esta última a favor de extensas vertientes regularizadas y moderadamente inclinadas, que están enmascarando una estructura enérgicamente plegada (con buzamiento superior a los 60°), quedando algunos estratos verticalizados de mayor resistencia como “picozos” aislados. Finalmente, aparecen también cárcavas propiamente dichas con un tamaño bastante menor y cuya profundidad no sobrepasa los 5 m; se concentran éstas en un pequeño tramo de la hoz abierta de Aldealcorvo y en otro de la hoz abierta de Castroserna de Arriba. Morfológicamente se trata de cárcavas constituidas por surcos paralelos entre sí y separadas por interfluvios muy agudos que dan la sensación de “acuchillar” la vertiente. Finalmente, pequeños regueros son visibles en la margen izquierda de la hoz abierta de San Miguel de Neguera, denotando una intensidad menor de la arroyada concentrada, la cual de momento solamente ha conseguido abrir incipientes surcos a modo de “arañazos” de profundidad y anchura inferior al metro. La presencia y la actividad actual de estas áreas acarcavadas se encuentra claramente relacionada (salvo en el tramo del Monte de Los Cortos) con la escasa vegetación que, por causas antrópicas, presentan en conjunto estas vertientes regularizadas y que se reduce hoy a un pastizal ralo o a un matorral abierto compuesto por tomillo y aulagas. En el pasado fueron roturadas y hasta hace unas décadas fueron cultivadas como lo demuestra, por ejemplo, la pervivencia, aunque en un estado de degradación avanzado, de un complejo sistema de aterrazamientos o bancales y muretes de piedra que rompen su uniformidad, especialmente en las hoces abiertas de Burgomillodo y de Castroserna de Arriba.

Asociados a estos surcos de arroyada, especialmente a los barrancos de mayor envergadura, aparecen conos detríticos de moderadas dimensiones cuyos materiales recubren localmente el fondo aluvial de los tramos de valle donde se emplazan. Parece incluso que su deposición es capaz de provocar inicialmente el desplazamiento del trazado de los cursos fluviales, los cuales son empujados hacia la orilla contraria; la divagación posterior de la corriente puede, sin embargo, producir la erosión o zapa parcial de estas formas de acumulación, como puede observarse en el fondo aluvial de las hoces abiertas de Burgomillodo, de San Miguel de Neguera y del Monte de Los Cortos.



Foto III.17. Vista general de la hoz abierta del Monte de Los Cortos



Foto III.18. Detalle de las cárcavas en la margen derecha de la hoz abierta de Aldealcorvo. Surcos transversales al valle y paralelos entre sí, desarrollados a favor de los lechos margosos.

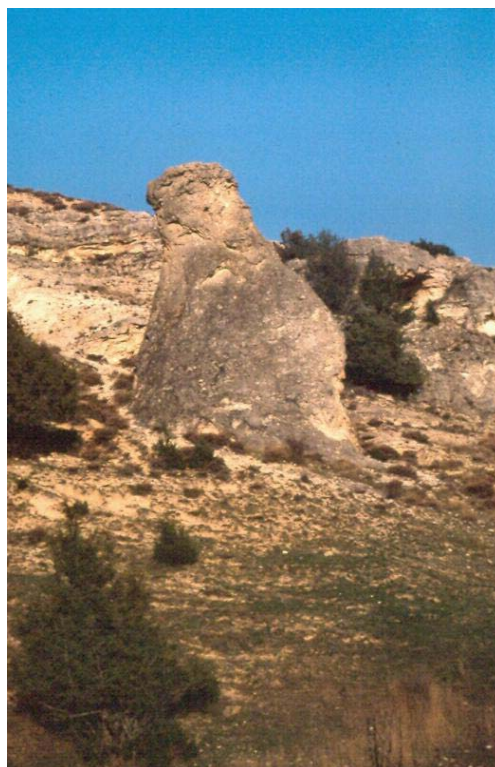


Foto III.18. Detalle de un gran pináculo (El Picozo) en la hoz abierta de Aldealcorvo, cuya ubicación en la parte baja de la ladera puede relacionarse con un deslizamiento a favor de los lechos margosos.

Ocasionalmente, en algunas hoces abiertas es posible encontrar restos de antiguos fondos o terrazas que preceden al llano aluvial actual. Cabe señalar en este sentido la presencia, en la margen izquierda de la hoz abierta de Castroserna de Arriba (junto a la Ermita de San Roque), del resto de una terraza fluvial relativamente bien conservado, con forma aplanada y suavemente inclinada hacia el lecho del río San Juan, cuyo depósito, compuesto por cantos y bloques de cuarzo, de cuarcita y metamórficos, presenta un espesor de unos 5 metros y queda colgado con respecto al lecho actual del río a una altura entre +10-15 m. Además hay que señalar que -como luego se verá- a lo largo de la margen izquierda de este tramo de valle, y posteriormente cuando se encaja formando un cañón estrecho, aparecen otros retazos en peor estado de conservación con características similares a las descritas. Otros restos de niveles aluviales aparecen en el cañón del Monte de Los Cortos, también sobre la margen izquierda.

A excepción de los lugares en que se interponen estos restos de una vieja formación fluvial, lo normal es que sea directo el enlace entre las vertientes y el fondo de este tipo de valles, el cual está constituido por material aluvial reciente y tiene una anchura en torno a los 125-150 m (a excepción de la hoz abierta de Burgomillodo que, como se indicó, sobrepasa ampliamente los 300 m de ancho). En todo caso, la amplitud del fondo de estos tramos es casi siempre superior a la altura de las vertientes que los enmarcan, contribuyendo, pues, a realzar la impresión de hoces claramente abiertas. Los depósitos aluviales son de bajo calibre (de tamaño arena fina, limo y arcilla) y dentro de ellos se intercalan en ocasiones lentejones o pequeños lechos compuestos por arena gruesa y grava, cuyas características sedimentológicas serán tratadas en el próximo capítulo. El hombre ha aprovechado y aprovecha aún con relativa intensidad estas franjas ribereñas planas y húmedas para cultivar cereales o más frecuentemente para la plantación de choperas.

El lecho o canal actual de los ríos al recorrer estos tramos de valle se encuentra levemente encajado sobre el indicado fondo aluvial plano, con una profundidad que oscila entre 0,5 y 2 m y una anchura de entre 2 y 5 metros; se encuentra frecuentemente accidentado por bancos de gravas y arenas gruesas, e incluso de cantos, y por pequeños surcos o pozas. Estas dimensiones normales son sobrepasadas con claridad en la hoz abierta de Burgomillodo, donde el lecho, encajado entre 2 y 3 m en la amplia franja aluvial, tiene una anchura que oscila entre los 10 y los 15 m.

El patrón del trazado de estos lechos es básicamente meandriforme, a excepción del correspondiente a un pequeño tramo de la hoz abierta de Aldealcorvo, que se presenta calibrado y fundamentalmente rectilíneo con márgenes bien establecidos. En el resto de las hoces abiertas el lecho dibuja meandros, los cuales aparecen inscritos o confinados en los propios márgenes del fondo aluvial; así se observa en la hoz abierta de Castroserna de Arriba, en la hoz abierta de San Miguel de Neguera, en la hoz abierta del Monte de Los Cortos y en la hoz abierta de Burgomillodo. Sin embargo mientras que en las dos primeras

no se aprecian divagaciones del canal suficientes para realizar un trabajo de zapa lateral importante, en las dos últimas se reconocen márgenes activas de zapa, bien por el desplazamiento de canal hacia uno de los bordes de la ribera bien por la formación de amplios meandros en cuyas márgenes convexas externas se efectúa una notable erosión. Así, en la hoz del Monte de Los Cortos, la migración lateral del canal meandriforme, adosado primero al borde izquierdo del fondo del valle y desplazado después a la derecha, produce en estos sectores una activa erosión que afecta a la base de ambas laderas; ello se traduce en el ensanchamiento del fondo aluvial y en el mantenimiento de un enlace brusco entre éste y la correspondiente ladera. Igualmente en el corto tramo que discurre entre Burgomillado y Carrascal del Río, el lecho del Duratón describe -como se ha comentado- amplios meandros, cuyas márgenes convexas han llevado a cabo una activa zapa lateral que afecta sobre todo a las laderas de la margen izquierda, pero también a los conos detríticos depositados por arroyos o barrancos transversales. Esta divagación de los cursos de agua acompañada de zapa lateral es uno de los procesos que explican la formación de los fondos aluviales relativamente amplios que caracterizan a las hoces abiertas, si bien en la actualidad algunos de estos meandros aparecen abandonados, por procesos de estrangulamiento (*neck cut-off*), y se aprecia con frecuencia una disminución o paralización de la zapa de las aguas del canal sobre sus márgenes.

Puede decirse, en resumen, que la amplitud del fondo plano aluvial en las hoces abiertas se ha producido como consecuencia de la movilidad, la dinámica meandriforme y la erosión lateral de los lechos fluviales en conformidad con los caracteres de unos ámbitos morfolitológicos favorable para ello. En conjunto, por tanto, estas relativamente amplias franjas de topografía plana o llanuras aluviales enmarcadas entre vertientes bien definidas, constituyen un rasgo clave y decisivo para caracterizar a estos valles como hoces abiertas y, por tanto, diferenciarlas -como se verá a continuación- de los cañones u hoces estrechas.

III.2.1.2. Los cañones u hoces estrechas

Los cañones u hoces estrechas -es decir, las hoces propiamente dichas- se desarrollan ampliamente tanto en el piedemonte calcáreo como, sobre todo, en el Macizo de Sepúlveda, de idéntica naturaleza litológica que aquél. Los ríos que atraviesan estas dos unidades morfoestructurales han modelado excelentes ejemplos de este tipo de valles. A lo largo del valle del río San Juan pueden reconocerse hasta tres tramos con las características propias de las “hoces estrechas”: la hoz de Prádena, la hoz de Castroserna de Abajo y la hoz de la Presa del Barrio o de Marijabe, más el corto trecho de hoz correspondiente al tramo final del indicado río, justo antes de confluir con el Duratón. Por su parte, en el río Caslilla se encuentran la hoz de Casla y la hoz-combe de Sepúlveda. Y finalmente, el río Duratón al adentrarse en el Macizo de Sepúlveda ha excavado el conjunto de hoces más espectacular y de mayor desarrollo longitudinal, de las que se han modelado en el territorio estudiado.

Según se ha señalado, estos ríos han excavado el dorso de las pseudocuestas cretácicas, más o menos cepillado por un nivel de arrasamiento pero que acusa un ligero basculamiento general hacia el S y SE, abriendo en ellas hoces estrechas y relativamente sinuosas de mediana profundidad. Las dimensiones transversales de estos valles ponen de manifiesto su escasa amplitud: su anchura oscila por lo normal entre los 200 y los 600 metros y sólo excepcionalmente la hoz de Casla y las hoces del Duratón llegan a presentar más de 1000 m de ancho en casi todo su recorrido o en algunos tramos condicionados por la estructura tectónica. La dimensión vertical por su parte, aunque en líneas generales se caracteriza por su moderación, presenta una mayor variabilidad y parece estar relacionada con la magnitud del río que ha excavado la hoz y manifiesta también un claro control estructural, como luego se verá al analizar este tipo de valles de forma individual. Así, las hoces modeladas por los ríos San Juan y Caslilla (tributarios del Duratón) rara vez sobrepasan los 90 metros de profundidad, oscilando ésta por lo normal entre los 40 y los 80 m. Notablemente mayor es el desnivel que se alcanza en las paredes de las hoces del Duratón, donde -salvo en tramos excepcionales- la diferencia de altura entre la parte superior de estas laderas y el fondo del valle se sitúa por lo general por encima de los 80-90 m, alcanzando en muchos sectores más de 120 m. Parece claro, por tanto, que la mayor capacidad erosiva del colector principal, el río Duratón, con respecto a la de sus afluentes (el San Juan y el Caslilla), se ha traducido en la mayor profundidad que adquieren las hoces excavadas por él; en comparación con éstas, las hoces modeladas por el San Juan y el Caslilla (excepto en los sectores próximos a su desembocadura) son como una copia reducida a la mitad al menos en lo que se refiere a su profundidad de aquellas, mientras que los valores de anchura son semejantes.

Pero, además de la jerarquía fluvial, la estructura tectónica tiene una influencia significativa en las características morfométricas y morfográficas de estos cañones, especialmente en las desigualdades de desnivel existentes en ellos. Esta influencia deriva, en primer lugar, de la dirección adquirida por los cursos de agua sobre el dorso de las pseudocuestas: cuando los ríos se han encajado perpendicularmente, es decir siguen un rumbo desde el dorso hasta el frente, se produce un aumento de su profundidad en el mismo sentido (así ocurre en el tramo de entrada de las hoces de Sepúlveda y del Duratón en el tramo de Giriego y en el de la Ermita N^a S^a de la Calleja-Embalse de Burgomillodo); pero cuando los ríos han excavado su valle en sentido longitudinal al dorso, es decir conforme a la dirección de los estratos, (hoz de Prádena, gran parte de la hoz de la Presa del Barrio, la hoz de Casla y las hoces del Duratón entre Sepúlveda y la Ermita anteriormente citada) la profundidad suele mantenerse sin grandes cambios. De otro lado, los ligeros buzamientos o las deformaciones locales que afectan a los estratos dolomíticos masivos sobre los que se han modelado las hoces dan lugar con cierta frecuencia a la aparición de sectores claramente disimétricos por lo que se refiere a la altura de las vertientes.

El trazado de estas hoces está genéricamente caracterizado por su sinuosidad, que alcanza su máximo valor en las del Duratón, las cuales se definen como una espectacular sucesión de

amplios y extensos meandros encajados. Por su parte, las hoces o cañones modelados por los ríos San Juan y Caslilla presentan una sinuosidad algo menor, ya que los meandros desarrollados en ellas son de menor radio de curvatura y manifiestan una extensión lateral más limitada. Además en estas últimas existen importantes diferencias relacionadas con su trazado: los tramos de hoz modelados en el macizo de Sepúlveda (hoz de la Presa del Barrio, hoz-combe del Caslilla, hoz del Duratón) pueden definirse propiamente como valles sinuosos, pues apenas existen en ellos tramos rectilíneos, siendo lo más característico la sucesión de meandros encajados bien desarrollados (aunque sin alcanzar las dimensiones de la vecina hoz del Duratón); por el contrario los tramos de hoz modelados en el piedemonte calcáreo (hoces de Prádena, Casla y Castroserna de Abajo) presentan un trazado prácticamente rectilíneo. Solamente en ésta última, localizada en el afloramiento calcáreo que se prolonga hacia el interior de la cuenca sedimentaria hasta casi enlazar con el macizo de Sepúlveda, se aprecia un valle con ligeras sinuosidades e incluso varios meandros (junto a la Ermita de Virgen de los Remedios y en los alrededores del pueblo de Castroserna de Abajo).

Todas las observaciones llevan a pensar que el Duratón y sus afluentes modelaron sobre los indicados afloramientos calcáreos hoces o cañones, pero el trazado de éstos evolucionó de manera diferente desde los sectores más próximos al piedemonte hasta los ámbitos meridionales y occidentales del macizo de Sepúlveda. Según esta apreciación puede pensarse -como una primera hipótesis- que la morfología final de estos valles se relaciona con un proceso de encajamiento cuyos caracteres y desarrollo fueron diferentes en el piedemonte y en el macizo calcáreo: en el piedemonte -donde el trazado de las hoces es básicamente rectilíneo- los ríos se encajarían directamente sobre el sustrato dolomítico y calizo, dentro del cual sería imposible su divagación; por el contrario, en el Macizo de Sepúlveda (incluso en los sectores más marginales donde se emplaza la hoz de Castroserna de Abajo) los ríos incidirían inicialmente sobre los materiales detríticos y deleznales del Mioceno, que recubrían o fosilizaban a las estructuras calcáreas cretácicas en los momentos iniciales de la instalación de la red fluvial, pudiendo así desarrollar un trazado básicamente meandriforme. De este modo la morfología sinuosa de las hoces del Duratón derivaría de un fenómeno de sobreimposición o epigénesis, según el cual los meandros se desarrollaron sobre la cobertera neógena y se mantuvieron cuando el río comenzó a excavar los materiales dolomíticos y calizos del cretácico, evolucionando y desarrollándose posteriormente en alguna medida, pero conservando siempre gran parte de sus caracteres originales.

Los cañones u hoces estrechas, cuyas características generales se acaban de reseñar, presentan dentro del área de estudio un desarrollo longitudinal importante, muy superior en todo caso al de los tramos de “hoz abierta” anteriormente analizados. Ello da ocasión a que el modelado de las vertientes muestre sensibles diferencias en cada uno de los tramos de “hoz estrecha o cañón” diferenciados. Estas afectan tanto a sus aspectos morfométricos como morfológicos y reúnen la suficiente entidad como para justificar la descripción y análisis

individualizado de cada uno de ellos; por el contrario, su fondo se estudia conjuntamente, ya que sus rasgos morfológicos apenas difieren entre unos cañones y otros.

III.2.1.2.1. El modelado de las vertientes de los cañones u hoces estrechas

Como se señaló en las primeras líneas de este apartado, los ríos que atraviesan los materiales dolomíticos y calizos del piedemonte y del macizo de Sepúlveda han excavado una serie de valles estrechos con morfología propia de cañones u hoces. Dentro de éstos se han diferenciado tres tramos modelados por el río San Juan (cañón de Prádena, cañón de Castroserna de Abajo y hoz de la Presa del Barrio), dos abiertos por el río Caslilla (cañón de Casla y hoz-combe de Sepúlveda) y, finalmente, un tramo de gran longitud excavado por el río Duratón, que corresponde a las denominadas Hoces del Duratón, que son dentro del conjunto de este tipo de valles las que presentan una mayor espectacularidad y una riqueza morfológica más importante.

El análisis individualizado de las laderas o paredes de estos tramos de hoz o cañón que a continuación se expone tiene como eje la descripción y determinación de sus rasgos morfométricos y morfológicos y la interpretación de éstos teniendo en cuenta el marco estructural, la dinámica fluvial y la impronta de los diferentes procesos, acordes con las condiciones climáticas cuaternarias y -en menor medida- actuales, en la dinámica de vertientes.

III.2.1.2.1.1. El cañón de Prádena

El río San Juan ha abierto esta pequeña hoz, emplazada en los alrededores del núcleo de población de Prádena, sobre el borde meridional del dorso de la pseudocuesta constituida por la banda calcárea que se extiende desde las proximidades de Matabuena hasta las cercanías de Sigueruelo, cuya superficie se sitúa desde el punto de vista altitudinal entre los 1150 y los 1200 m y cuyas capas calcáreas presentan un buzamiento medio de 10-15° hacia el SE (Fig. III.4). Este tramo de valle, con una amplitud que oscila entre 500 y 750 m, presenta un trazado básicamente rectilíneo, que sigue inicialmente una dirección WSW-ENE durante unos 3 km, encajándose de forma paralela al frente del indicado relieve estructural; a partir de la localidad de Prádena, toma una dirección SSW-NNE, cortando perpendicularmente al dorso y al frente del mismo tras un recorrido de unos 2 km, hasta la altura de Pradenilla, donde -al aflorar las arenas del Cretácico inferior en el contacto con los materiales del zócalo- termina en una amplia nava.

La morfología de la hoz, tal como se aprecia en los perfiles transversales (Fig. III.5), es fundamentalmente disimétrica: las laderas orientadas al Sur y Este (correspondientes a la

margen izquierda del río), acordes con la dirección de las capas dolomíticas, muestran un mayor desarrollo, una menor pendiente media y una profundidad en torno a los 60 m; mientras, las laderas de la margen derecha (orientadas al Norte y Oeste) tienen un menor desarrollo, son más escarpadas y su profundidad oscila entre 30 y 40 m. Los caracteres morfométricos indicados están en relación con el modelado de detalle desarrollado en cada una de las laderas de este valle.

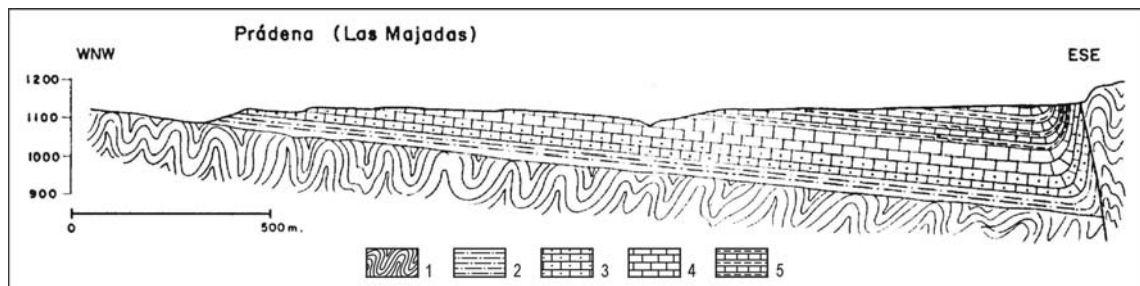


Fig. III.4. Contexto litoestructural en el que se modela el cañón de Prádena. 1. Gneises glandulares; 2. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 3. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 4. Dolomías masivas del Cretácico superior; 5. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior.

Así, las vertientes orientadas al Sur se corresponden prácticamente en su totalidad con taludes regularizados de pendiente no superior a los 20°, cuya superficie está recubierta por cantos y bloques sueltos (muchos de estos provenientes del deterioro y abandono de numerosas cercas o bancales de origen antrópico) y que conectan con el fondo aluvial a través de una rampa de inclinación inferior a los 10°. En ocasiones, el desarrollo general de este talud detrítico se interrumpe por la presencia (en la parte inferior de la vertiente) de pequeños escarpes y rellanos estructurales labrados en la roca “in situ”. Cuando el valle, tras dejar el núcleo de población de Prádena, adopta una dirección SSW-NNE las mismas laderas de la margen izquierda, en este caso orientadas al Este, se hacen notablemente más accidentadas, presentando fuertes escarpes que a veces se desdoblán en dos cantiles separados por taludes de pendiente próxima a los 30°.

Por su parte, las vertientes orientadas al Norte y al Oeste presentan como característica más singular la sucesión en graderío de escarpes rocosos, entre los cuales aparecen pequeños rellanos estructurales y/o pequeños taludes. Las cornisas rocosas muestran un modelado particular derivado de la especial disposición de los estratos dolomíticos, los cuales están inclinados hacia el SE, de tal manera que, al labrarse el valle y quedar esta estructura cortada, los sucesivos estratos dolomíticos, separados por planos de estratificación, quedan levantados hacia el NE, adquiriendo una forma semejante a la proa de los barcos. Estas formas son bastante inestables, siendo frecuente encontrar tramos de las laderas donde este resalte desaparece, sustituyéndose entonces por un talud rocoso. En líneas generales, taludes detríticos de cierta inclinación suelen enlazar esta vertiente con el fondo del valle, los cuales, al igual que ocurre en las laderas opuestas, están cubiertos por clastos, unos empastados y otros sueltos.

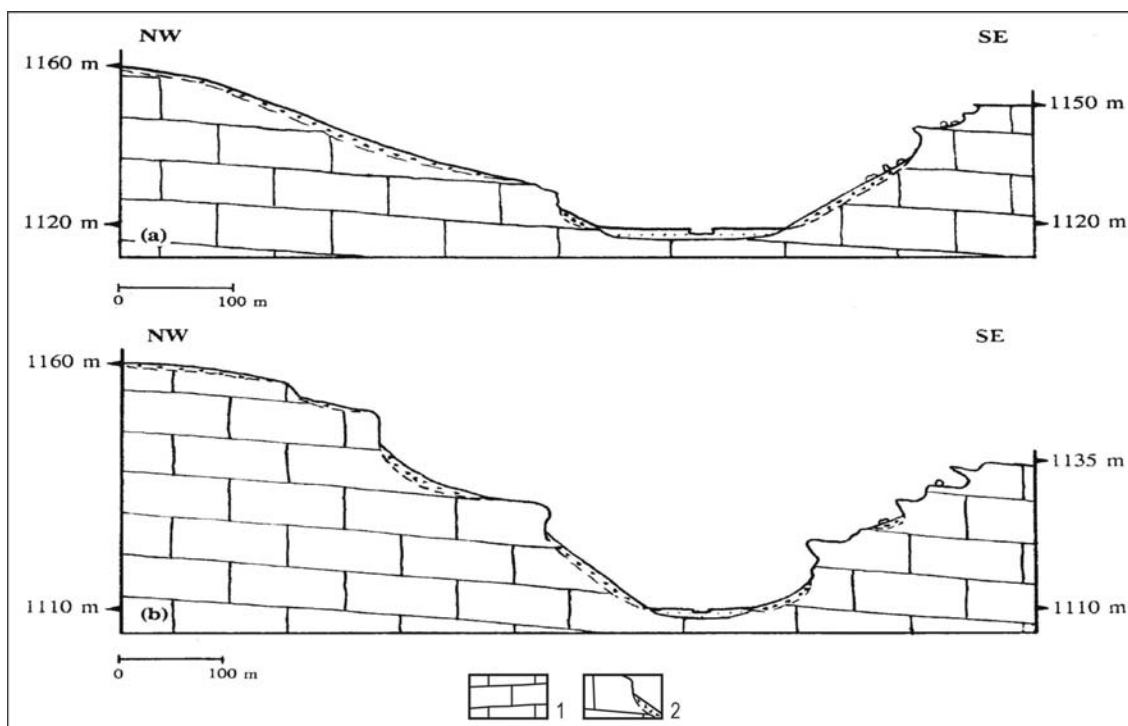


Fig. III.5. Sección morfológica transversal del cañón de Prádena. 1. Complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico; 2. Taludes detríticos

III.2.1.2.1.2. El cañón de Castroserna de Abajo

El cañón de Castroserna de Abajo, desarrollado entre la localidad de este nombre y el Castillo de Castilnovo, tiene una anchura de 400-600 m y una profundidad que oscila entre los 60 y los 80 m. Este segmento de valle, de unos 6 km de longitud y con una dirección general SSE-NNW, presenta un trazado relativamente rectilíneo aunque aparecen algunos meandros encajados.

Desde un punto de vista estructural, se ha excavado en las capas cretácicas que forman el cierre periclinal de las bandas calcáreas de Pedraza-Castroserna de Arriba-Ventosilla y Caballar-La Matilla-Valdesaz, mediante el cual los estratos mesozoicos se sumergen bajo los materiales miocenos (aunque es posible encontrar aún pequeños retazos dolomíticos al sur de Perorrubio y este de Tanarro). Se trata de un cierre muy laxo, donde los dichos estratos están muy levemente inclinadas hacia el NE y E (Fig. III.6), de modo que el cañón, modelado básicamente en el complejo dolomítico masivo, aparece enmarcado en ambas márgenes por formaciones detríticas miocenas: en su margen derecha éstas constituyen la superficie culminante del relleno, cuya altura en este sector se sitúa entorno a 1060 m; en la izquierda forman pequeños cerros aislados, los cuales permanecen a una altitud más elevada (1090-1070 m), entre las series dolomíticas que culminan la superficie topográfica, (próximas a los 1120 m en el Alto de Las Solanas) y el borde del cañón propiamente dicho, que se inicia en esta margen a partir de los 1030-1040 m.

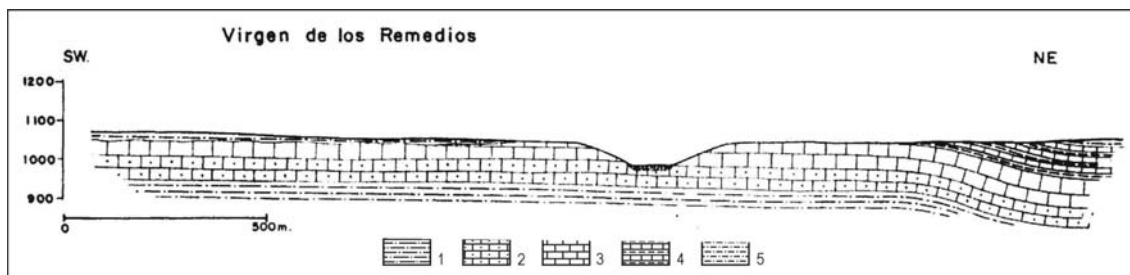


Fig. III.6. Contexto litoestructural en el que se modela el cañón de Castroserna de Abajo. 1. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 2. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 3. Dolomías masivas del Cretácico superior; 4. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior; 5. Conglomerados y niveles areno-arcillosos de la facies miocena de Santa Marta.

Estos cerros miocenos dan paso, a través de suaves glacia, a una serie de rellanos de mayor o menor amplitud que se reconocen coronando ambas laderas de este cañón e incluso se prolongan en las de los valles secundarios que afluyen transversalmente a éste desde Castroserna de Abajo hasta Valdesaz. Dichos replanos se han labrado en el contacto entre el complejo dolomítico margoso y el complejo dolomítico masivo y parecen tener, por tanto, un origen claramente estructural derivado de la desigual eficacia de la erosión sobre estos dos ámbitos litológicos de resistencia contrastada. Esta idea se apoya, por un lado, en que su altura relativa respecto al fondo del valle no es constante, apareciendo colgados a diferentes alturas según la ubicación del afloramiento del contacto de estos dos complejos morfolíticos, y, por otro lado, en que desaparecen cuando el valle se modela enteramente sobre uno u otro de dichos complejos. Así, por ejemplo, en el tramo de valle inmediatamente superior correspondiente al vecino “cañón abierto” de Castroserna de Arriba -modelado sólo sobre el complejo “dolomítico margoso”-, estas morfologías aplanadas están ausentes de las laderas, pero comienzan a desarrollarse en el momento en que la incisión fluvial alcanza también a las dolomías masivas y se mantienen durante el sector del valle donde afloran ambos ámbitos litológicos.

En todo caso, el modelado de los aplanamientos estructurales descritos precede al encajamiento propiamente dicho del cañón de Castroserna de Abajo, en el que las características morfométricas de las vertientes parecen inicialmente controladas por la estructura de los estratos dolomíticos. La disposición próxima a la horizontal que éstos presentan en el sector donde el cañón se ubica explica que generalmente ambas vertientes presenten un desarrollo equivalente, aunque en ocasiones la ladera izquierda (conforme a la dirección de la estructura) presenta una mayor altitud de culminación, alcanzando aproximadamente unos diez metros más de desnivel sobre el fondo que la derecha. Manteniendo estos rasgos morfométricos básicos, el cañón pierde vigor topográfico con rapidez en su terminación Norte, donde la profundidad descende desde los 60 m en las cercanías de Valdesaz a los 20-30 m a la altura del Castillo de Castilnovo.

La sección transversal del valle es, sin embargo, netamente asimétrica desde el punto de vista morfológico (Fig. III.7). Mientras que las laderas de la margen derecha son

fundamentalmente abruptas y rocosas, las vertientes de la margen izquierda del río (orientadas al Este y conformes con la dirección de los estratos) tienen un perfil de cumbre convexo seguido de un segmento rectilíneo y terminan en una ligera concavidad basal, próxima al cauce fluvial. Estas últimas se definen generalmente como taludes detríticos regularizados de pendiente moderada (20-25°) cuyos materiales recubren toda la vertiente y están básicamente estabilizados por una cubierta vegetal constituida por pastizales y por brotes de sabinas en regeneración, siendo frecuente también la presencia de numerosos cantos dolomíticos en su superficie. La carretera comarcal de Prádena al Castillo de Castilnovo ha cortado la parte inferior de este talud, lo cual permite apreciar que está formado por un coluvión de cantos dolomíticos embalados dentro de una matriz areno-arcillosa abundante, constituyendo posiblemente los depósitos de laderas periglaciares más relevantes en afloramiento dentro de los valles estudiados.

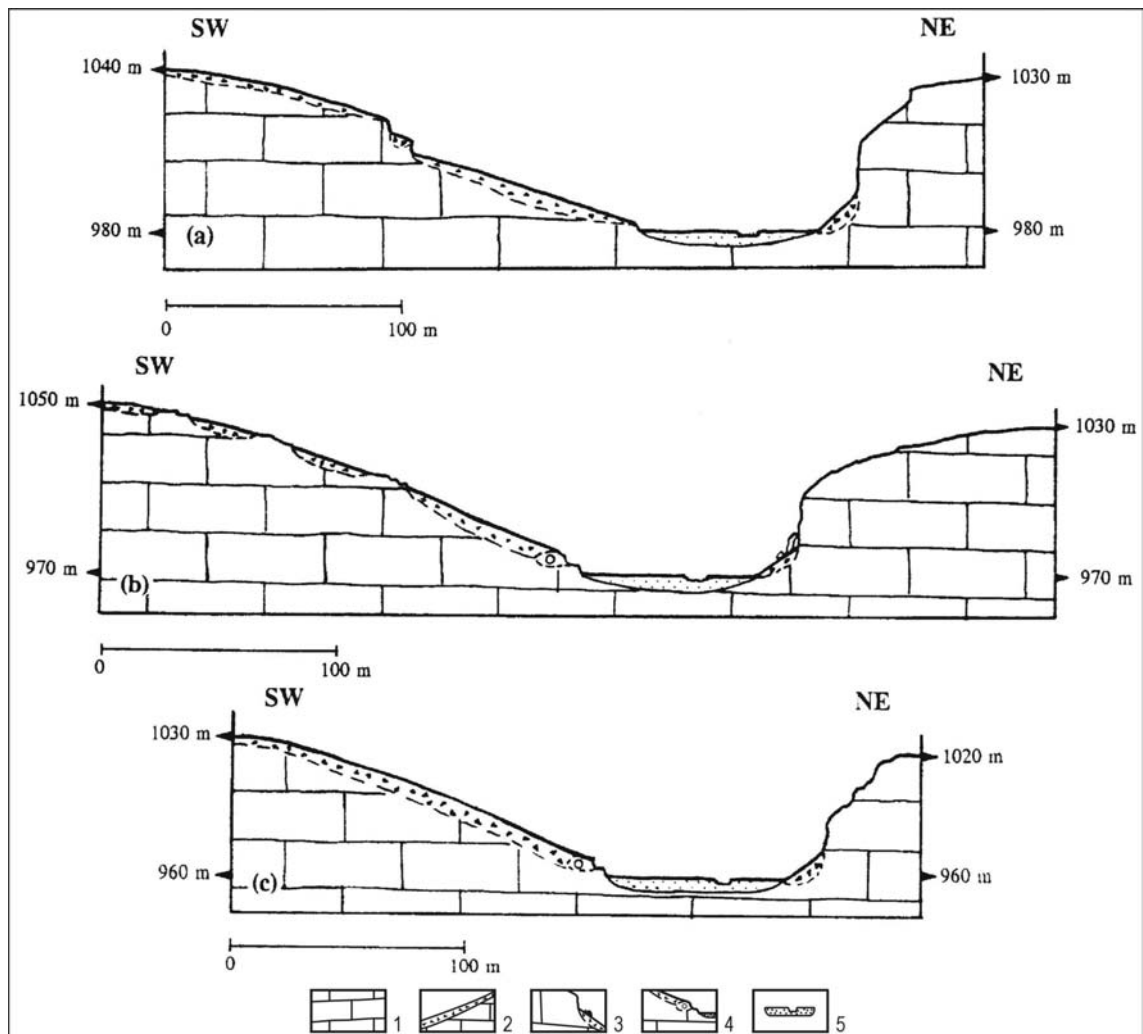


Fig. III.7. Sección morfológica transversal del cañón de Castroserna de Abajo. 1. Complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico; 2. Vertientes regularizadas; 3. Taludes detríticos y desprendimientos; 4. Niveles fluviales; 5. Fondo aluvial de valle

El desarrollo lateral de estas vertientes regularizadas de orientación Este aparece con frecuencia roto por la presencia de barrancos muy encajados debidos a una intensa acción de la arroyada concentrada, los cuales tienen su cabecera en la superficie culminante y descienden hasta el fondo aluvial, donde forman conos coluviales. Por otro lado, en determinados tramos puntuales el talud detrítico regularizado no llega a cubrir toda la vertiente, bien porque en su parte alta aparecen escalones rocosos de reducidas dimensiones bien por la presencia a lo largo de la vertiente de uno o varios escarpes pequeños, que lo accidentan. Y es de destacar que en esta margen izquierda del valle el corte de la carretera de las Castrosernas al Castillo de Castilnovo, ha dejado al descubierto también antiguos depósitos de origen fluvial, cuyos caracteres sedimentológicos luego se tratarán con más detalle y que se encontraban prácticamente fosilizados por las acumulaciones coluviales antes descritas. Dichos depósitos, cuya presencia ya se señaló en la hoz abierta de Castroserna de Arriba, aparecen con cierta continuidad también a lo largo del cañón de Castroserna de Abajo, pudiendo diferenciarse al menos dos niveles: uno a +15-20 m y otro a +3-5 m (éste último puede apreciarse con claridad justo frente al castillo de Castilnovo).

La margen derecha del valle (expuesta al Oeste) es -como se ha dicho- fundamentalmente abrupta, destacando en tal sentido la continuidad de un fuerte escarpe rocoso muy pronunciado cuyas pendientes superan siempre los 45°. Se trata, en concreto, de un cantil muy verticalizado labrado sobre la roca desnuda en el que se observan algunas formas típicamente kársticas, especialmente desarrolladas en el meandro localizado frente a la Ermita de la Virgen de los Remedios donde hay abundancia de oquedades y huecos, con un tamaño muy variable (desde pequeños agujeros hasta cuevas propiamente dichas, aunque con escaso recorrido accesible). La parte superior de esta pared rocosa aparece muy accidentada en ocasiones por pequeños escalones rocosos, que enlaza por medio de un perfil convexo de pendiente moderada (entre 30 y 35°) con la superficie calcárea culminante. Esta configuración parece resultado de una intensa degradación del cantil rocoso, que originariamente ocuparía la práctica totalidad de la ladera, efectuado por las acciones meteóricas y una eficaz actuación de la arroyada difusa. En función de la mayor o menor eficacia de estos procesos de meteorización y arroyada, puede ocurrir que la vertiente quede, en algunos casos, totalmente transformada en un talud rocoso; por el contrario, en otros, los escarpes se mantienen prácticamente completos. En el primer caso dicho talud rocoso está cubierto por numerosos cantos calizos, que suelen estar sueltos debido a que la matriz fina es fácilmente evacuada por el agua de lluvia dada la escasa protección de la cubierta vegetal, constituida solamente por un exiguo matorral de tomillos. No obstante, a medida que el valle se acerca hacia el castillo de Castilnovo la vegetación se va haciendo más densa y rica, apareciendo sabinas y encinas (muchas en proceso de recuperación).

En su parte inferior, los escarpes rocosos dan paso a un pequeño talud detrítico que a través de un perfil rectilíneo de inclinación próxima a los 30° enlaza con el fondo del valle, siendo extremadamente raro que los escarpes conecten directamente con éste. Dicho talud



Foto III.20. Vista general del cañón de Castroserna de Abajo, que muestra la acusada disimetría de sus laderas.



Foto III.21. Meandro de la Ermita Virgen de los Remedios. Cerros miocenos enlazan a través de suaves glaciais con rellanos, a partir de los cuales se encaja el cañón



Foto III.22. Aspecto del coluvión de las laderas de la margen izquierda



Foto III.23. Desprendimiento de un gran panel rocoso, que ha quedado apoyado y estabilizado sobre la pared y el talud

generalmente está colonizado por pastizal y sobre él se encuentran gran cantidad de derrubios sueltos (cantos y arenas), muchos de los cuales forman pequeños conos cuando se concentran o canalizan a través de escurrideros o corredores; son éstos resultado de la acentuación efectiva de la arroyada y la disolución kárstica a favor de planos de estratificación o diaclasas verticales. También, en determinados lugares del valle aparecen grandes bloques y paneles rocosos desprendidos de la pared, cuya caída es consecuencia de la explotación eficaz de diaclasas verticales por procesos de disolución, que progresivamente ensanchan estas fisuras hasta provocar el desprendimiento de la masa rocosa por la acción de la gravedad. Cuando se produce este derrumbamiento, puede ocurrir que la citada masa rocosa se rompa en un conjunto caótico de grandes bloques que se acumulan sobre el talud o que los paneles rocosos, manteniendo sus grandes dimensiones, permanezcan estabilizados al mantenerse apoyados sobre la propia pared del escarpe y el talud. Este proceso de desprendimiento, además de dejar el borde del cantil perfectamente limpio, tiene como consecuencia geomorfológica más importante el progresivo retroceso de la vertiente paralela a sí misma.

III.2.1.2.1.3. La hoz de la Presa del Barrio o de Marijabe

La hoz de la Presa del Barrio, que corresponde al tramo de valle de unos 6 km de longitud abierto por el río San Juan entre las cercanías de Aldealcorvo y el paraje que la da nombre, sigue una dirección básicamente ESE-WNW salvo en su segmento más bajo, donde adopta un rumbo N-S. Está caracterizada, de una parte, por presentar una anchura que oscila entre 200 y 250 metros y solamente se amplía a unos 500 metros en el Alto de la Presa del Barrio (justo en el tramo donde el río atraviesa la terminación suroccidental de pliegue en rodilla asociado al cabalgamiento de Sepúlveda) y, de otra, por un trazado marcadamente sinuoso dentro del que apenas algunos segmentos más o menos rectilíneos interrumpen una constante sucesión de meandros encajados muy bien desarrollados.

La profundidad de la hoz y algunos rasgos morfométricos de sus vertientes están significativamente condicionados por la disposición tectónica. Hay que señalar en este sentido que el río ha excavado siguiendo un rumbo transversal el extremo Sur y suroccidental del dorso del monoclinial más meridional del macizo de Sepúlveda en un sector muy próximo ya a los afloramientos miocenos de la cuenca sedimentaria. Dicho dorso se presenta como una superficie de arrasamiento bastante degradada donde los materiales calcáreos, cortados y biselados por ella, culminan a cotas absolutas que rara vez sobrepasan los 990 m y muestran, además, un claro y moderado buzamiento hacia el SW, el S y el SE (Fig. III.8). Este marco estructural determina la escasa profundidad del cañón y las diferencias altitudinales que se aprecian entre sus dos vertientes: mientras la de la margen derecha, acorde con el buzamiento de los estratos, alcanza un desarrollo normalmente próximo a los 60 m, el de la vertiente opuesta se sitúa en torno a los 40 m de desnivel.

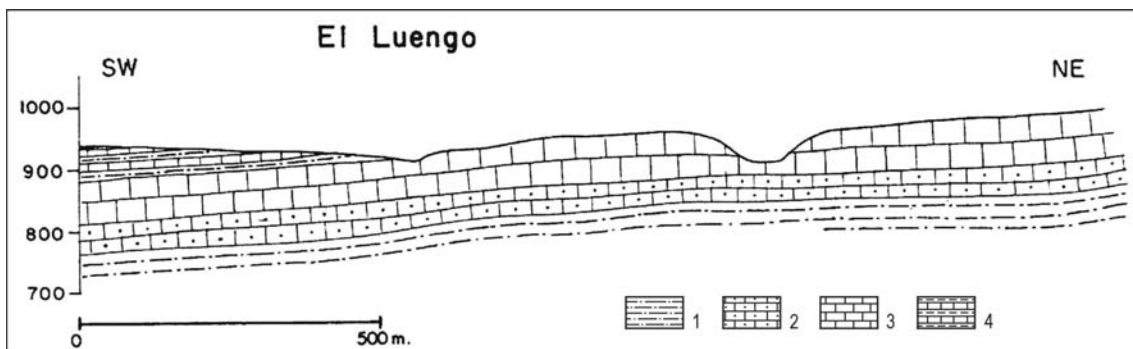


Fig. III.8. Contexto litoestructural en el que se modela la hoz de la Presa del Barrio. 1. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 2. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 3. Dolomías masivas del Cretácico superior; 4. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior.

También, la estructura donde se encuentra modelada esta hoz está afectado por algunos accidentes tectónicos menores, pero que adquieren gran relevancia en la morfología y en la morfometría de las vertientes. Así, en primer lugar, puede reconocerse desde las proximidades de Consuegra de Murera hasta la Presa del Barrio una falla, cuyo recorrido, aprovechado por el Barranco de Monteño, sólo afecta al margen derecho del valle, introduciendo de esta manera una importante disimetría en la vertiente afectada por dicha falla, que muestra una pendiente mucho más suave que su opuesta. Aguas abajo de esta dislocación, los estratos dolomíticos presentan pequeñas ondulaciones, es decir una sucesión de suaves anticlinales y sinclinales. Destaca entre ellos el sinclinal de San Benito, que se traduce desde un punto de vista morfométrico en una disminución de la profundidad de la hoz hasta sólo 2 ó 3 decenas de m. A partir de él, el complejo dolomítico masivo comienza paulatinamente a levantarse hasta que finalmente toda la serie estratigráfica se ve afectada por una fuerte flexión anticlinal; este sector de máxima elevación estructural coincide con el área donde la hoz registra una mayor profundidad y también una más acusada disimetría altitudinal de las vertientes, ya que, mientras la vertiente de la margen derecha llega casi a 90 m de desnivel, su opuesta no suele alcanzar los 50 m. A partir de aquí, el río San Juan modela en un corto tramo la hoz abierta de San Miguel de Neguera, si bien antes de desembocar en el Duratón, vuelve a encajarse escasamente un kilómetro sobre el ámbito litológico “dolomítico masivo”, el cual está ligeramente inclinado hacia el SW (Fig. III.9), labrando sobre él una hoz muy estrecha, de anchura no superior a los 200 metros y con una profundidad de aproximadamente 50 metros.

El enlace entre la superficie arrasada del monoclinal y las laderas o vertientes de este valle se produce a través de una serie de rellanos o replanos de escasa amplitud, que aparecen con cierta continuidad culminando las laderas de la hoz, especialmente en la margen izquierda; no parecen guardar relación alguna con los procesos de arrasamiento, sino que su génesis está relacionada más bien con el aprovechamiento por la erosión de contrastes litológicos. Al igual que ocurre en el cañón de Castroserna de Abajo, estas formas aplanadas se han modelado en el contacto del complejo dolomítico-margoso con el dolomítico masivo. El primero, aunque

tiene en este sector un espesor insuficiente para introducir cambios morfológicos en el valle, sí da razón de ellos en el contacto con el segundo del modelado de estos replanos, a partir de los cuales y, ya enteramente sobre las dolomías masivas, se modela la hoz.

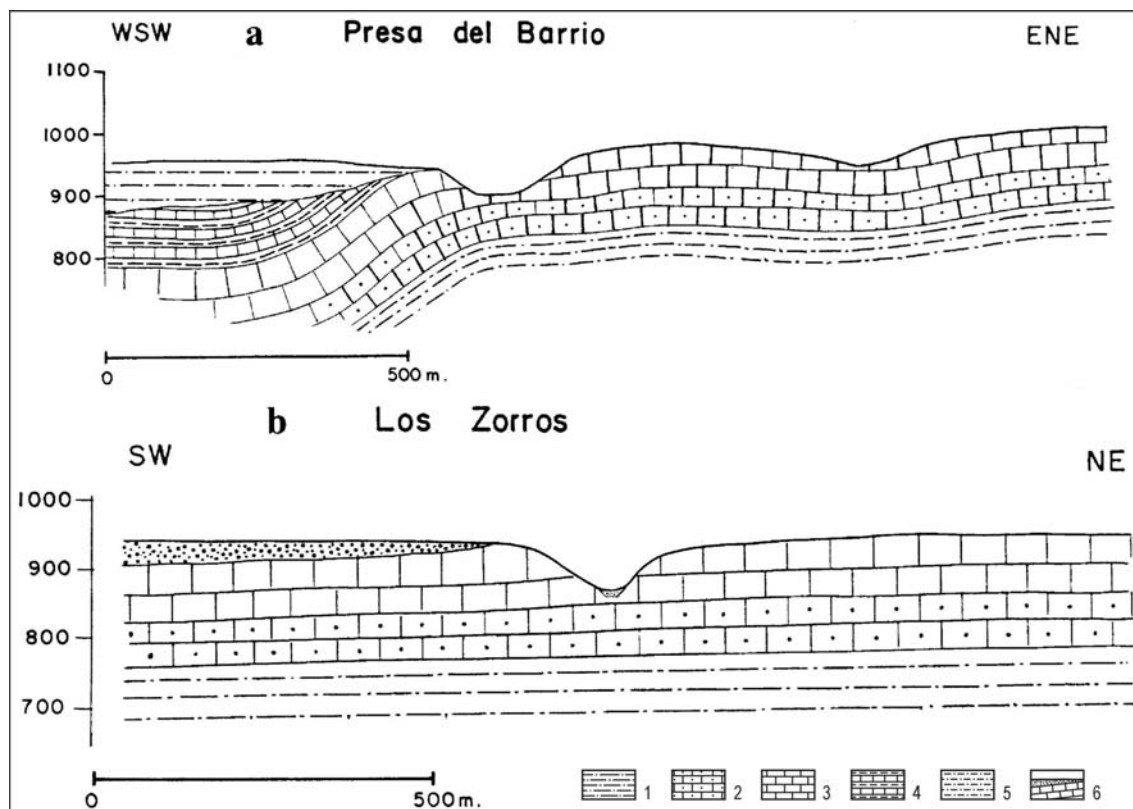


Fig. III.9. Contexto litoestructural en el que se modela la hoz de la Presa del Barrio. 1. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 2. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 3. Dolomías masivas del Cretácico superior; 4. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior; 5. Niveles arcillo-arenosos de la facies miocena de Perorrubio-Villafranca; 6. Arenas eólicas cuaternarias.

Aunque no es muy frecuente, conviene destacar la presencia sobre la superficie de alguno de estos rellanos culminantes de las paredes de la hoz de la Presa del Barrio de ciertos recubrimientos de cantos de cuarzo y cuarcita, bastante desgastados y embalados en arena, que presumiblemente son de carácter aluvial y que, en este caso, procederían con bastante probabilidad de los primeros momentos de actuación del río sobre los afloramientos dolomíticos. Su sedimentación pudo producirse como consecuencia de una ralentización de la dinámica fluvial al comenzar a excavar los materiales dolomíticos masivos. En todo caso, cuando se aborde la interpretación del modelado de las hoces del Duratón, se explicará con más detalle el significado o el papel geomorfológico de estos rellanos estructurales en el encajamiento de la red hidrográfica en los tramos calcáreos.

A partir de la superficie de arrasamiento degradada o de los rellanos estructurales a que se acaba de hacer referencia se inicia el desarrollo de las vertientes de la hoz de la Presa del Barrio, cuyo modelado presenta una notable complejidad debido a que cantiles y taludes se

combinan en ella conforme a una gran variedad de soluciones morfológicas. Pese a ello, es posible establecer genéricamente la morfografía característica de las vertientes de una y otra margen y apreciar sus diferencias más significativas (Fig. III.10).

Las vertientes pertenecientes a la margen izquierda de la hoz, orientadas principalmente al N y secundariamente al NW, presentan una sección transversal definible como un talud detrítico reiteradamente interrumpido por pequeños escarpes o escalones rocosos (llegando a contabilizarse hasta cuatro escalones a lo largo de ellas). Con cierta frecuencia este perfil básico puede cambiar: así, es posible que estos pequeños escalones se transformen en escarpes verticalizados de gran desnivel separados por taludes; también pueden aparecer laderas cuya forma es muy parecida a las típicas vertientes de cantil-talud. En todos los casos los taludes desarrollados en estas vertientes de la margen izquierda, en cuya superficie aparecen numerosos cantos sueltos, se encuentran bastante estabilizados y sobre ellos se conserva una cobertera vegetal relativamente densa compuesta por pastizales y abundantes ejemplares de sabinas.

Por su parte, las vertientes localizadas en la margen derecha del valle, expuestas al S y a veces al SW, son en general bastante más abruptas y presentan un notable parecido con las descritas en la hoz de Castroserna de Abajo. Lo mismo que éstas constan de un talud rocoso producto de la degradación del cantil, en la parte superior, y un fuerte escarpe iniciado a media ladera que llega hasta el fondo o

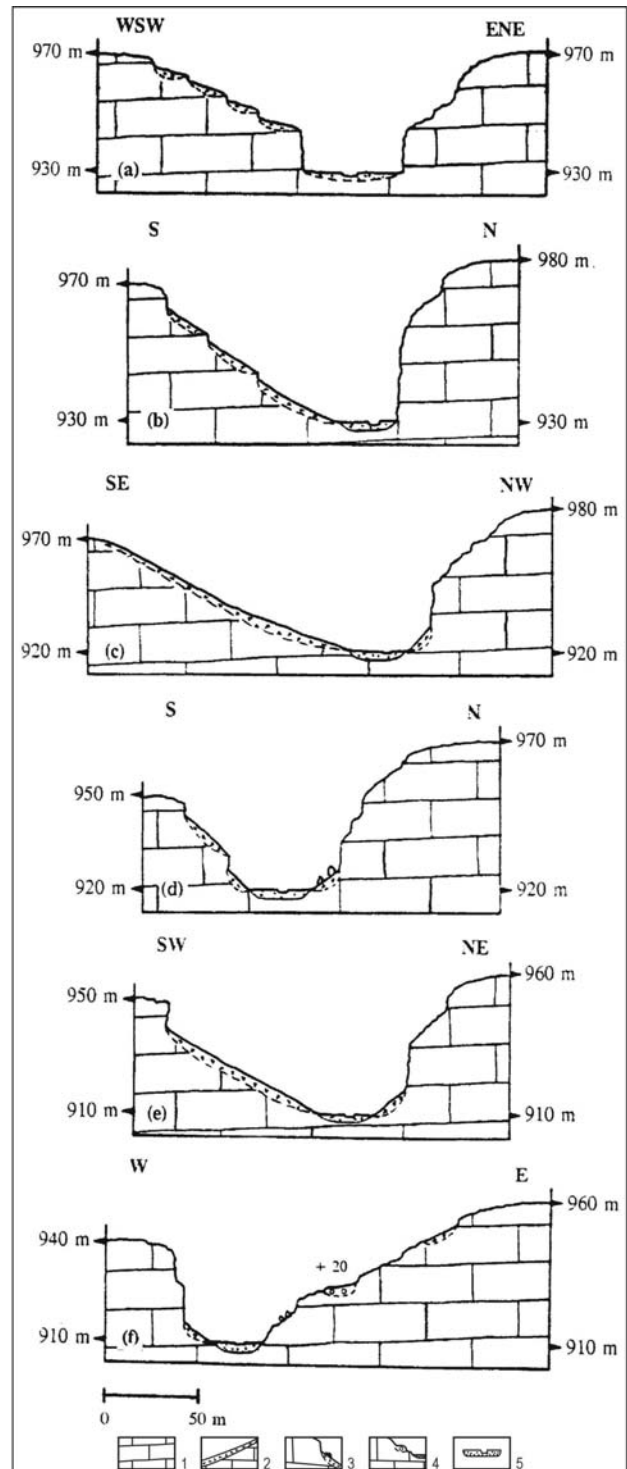


Fig. III.10. Sección morfológica transversal de la hoz de la Presa del Barrio. 1. Complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico; 2. Vertientes regularizadas; 3. Taludes detríticos y desprendimientos; 4. Niveles fluviales; 5. Fondo aluvial de valle

sus proximidades. Sin embargo, en el cañón de la Presa del Barrio la degradación del cantil en su parte superior, salvo en determinados puntos, no ha sido suficientemente intensa ni uniforme para convertirlo en un talud rocoso continuo y bien desarrollado. Puede decirse que en éste la sección más característica de la vertiente derecha comienza en su parte superior con un cantil muy degradado en numerosos y constantes escalones rocosos entre los cuales quedan rellanos o pequeños taludes, generalmente recubiertos por abundantes derrubios sueltos. Buena parte de estos cantos se canalizan a través de frecuentes “escurrideras” de derrubios que compartimentan la ladera, siendo común que éstos se acumulen al encontrar algún obstáculo (que casi siempre es el tronco de las sabinas). Estos cantiles degradados suelen presentar una pendiente de alrededor de los 30° y su desarrollo lateral y vertical es tanto más importante cuanto mayor haya sido la meteorización sufrida por la cornisa rocosa. A veces, aunque es poco frecuente, el cantil degradado puede desarrollarse en forma de talud rocoso hasta el fondo del valle; pero, por regla general, a partir de un determinado punto, que suele coincidir más o menos a media ladera, se produce una brusca ruptura de pendiente, que da paso a un fuerte escarpe muy verticalizado, que suele enlazar directamente o por medio de un pequeño talud detrítico con el fondo del valle.

Al igual que ocurre en la hoz de Castroserna de Arriba, este talud suele encontrarse colonizado por pastizal, tomillares y algunas sabinas en proceso de regeneración, estando la superficie cubierta por cantos sueltos de caliza. Con posterioridad a su formación las paredes rocosas debieron estar afectadas por desprendimientos de grandes bloques, más frecuentes en las vertientes con inclinación conforme al buzamiento de los estratos. Dichos bloques descansan sobre el citado talud sin que parezcan haberse movido prácticamente del sitio donde cayeron; es decir, como ha sido puesto de manifiesto en otros cañones del interior de la meseta, “a pesar de su gran tamaño, el cual le confiere una gran inercia en la caída por gravedad, apenas si se desplazan por el talud ya que ofrecen mayor superficie de rozamiento, con lo cual su peso no supera el efecto de roce” (GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986).

El modelado característico de cada una de las vertientes de esta hoz se modifica también en gran medida por efecto de la dinámica fluvial. Puede apreciarse así cómo sobre la margen cóncava de los meandros más desarrollados aparece normalmente un gran escarpe rocoso, que, si bien puede arrancar desde la superficie de erosión culminante, lo más frecuente es que en su parte superior presente un talud rocoso. No obstante, esta potente cornisa enlaza con el fondo del valle a través de un pequeño talud detrítico, lo cual indica la nula funcionalidad actual existente en estos meandros encajados del río San Juan. Sobre las márgenes convexas de estas incurvaciones del trazado fluvial las vertientes son, por su parte, mucho más suaves y en ellas se pueden diferenciar tres tipos de perfil, siendo los dos descritos en primer lugar propios de la ladera izquierda del valle. El primero asocia -de abajo a arriba- un talud regularizado y un escarpe rocoso culminante; el segundo es totalmente inverso al anterior, de modo que la vertiente arranca en su parte superior con un talud rocoso hasta que un fuerte escarpe enlaza con el fondo del valle. Y, cuando la margen convexa coincide con las

vertientes de la hoz desarrolladas en la derecha del curso del río, el perfil tipo de éstas corresponde en su práctica totalidad a un talud rocoso accidentado por escalones adaptados al afloramiento de niveles de mayor resistencia.

Hay que señalar también que los procesos kársticos han actuado con cierta eficacia sobre las paredes rocosas situadas en ambas vertientes, creando en ellas un modelado de detalle relativamente rico. Huellas de este tipo de disolución que se observan con claridad son los distintos tipos de conductos que las jalonan: agujeros, huecos, oquedades, cavidades, covachas o cuevas. Estas últimas son por lo general, al igual que en la hoz de Castroserna de Abajo, amplias salas o vestíbulos que han sido y son aprovechadas por el hombre como abrigos, sobre todo para guardar ganado ovino. También, en ocasiones restos de estos conductos internos afloran en superficie, dando lugar a puentes naturales. Otro rasgo propio de estas paredes, principalmente en la margen izquierda, es la presencia, de algunas cornisas más o menos festoneadas, cuya forma es el resultado de la disolución kárstica guiada por diaclasas o microfracturas verticales, la cual progresivamente agranda estos planos de discontinuidad estructurales, separando masas rocosas que quedan a modo de mogotes o torretas.

Si este proceso es intenso sólo perviven pináculos aislados, como testigos de la degradación y del retroceso de las cornisas (Fig. III.11). Puede decirse, en resumen, que cuando sobre un sector de vertiente se ha producido una intensa karstificación, éste adquiere una forma ruiniiforme, donde cavidades, cuevas, torretas, pináculos, puentes naturales, desprendimientos, etc. constituyen diferentes en el en el deterioro erosivo de las cornisas

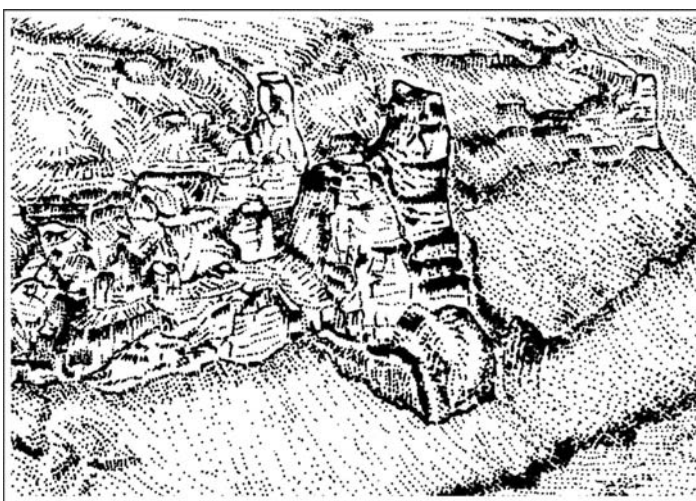


Fig. III.11. Núcleos rocosos o pináculos que muestran la degradación diferencial de los cantiles o escarpes

Finalmente y como ya se ha indicado, en las vertientes de esta hoz se encuentran una serie de retazos de depósitos inequívocamente fluviales desconectados de su fondo aluvial actual y colgados a distintas alturas sobre el cauce. Se trata de pequeños recubrimientos superficiales compuestos por cantos desgastados de cuarzo y cuarcita que aparecen en diferentes enclaves de las indicadas vertientes. Se pueden agrupar en, al menos, tres niveles: el mas elevado se sitúa a +50 m, y se corresponde con los retazos -comentados anteriormente- que aparecen recubriendo algunos rellanos culminantes en los sectores iniciales de la hoz; otro conjunto de depósitos se localizan ya en enclaves favorables en el interior de la hoz (en especial en la cara interna de los meandros), donde se han diferenciado un nivel a +24-28 m y otro a + 3-5 m.



Foto III.24. Escarpe degradado en su parte alta y con un fuerte escarpe en la parte media y baja



Foto III.26. Talud regularizado interrumpido por la presencia de escarpe



Foto III.25. Escarpe rocoso culminante y desarrollo de un talud regularizado



Foto III.27. Fuerte escarpe desarrollado en la margen cóncava de un meandro.

III.2.1.2.1.4. El Cañón de Casla

Este cañón de unos cinco kilómetros de longitud, abierto por el río Caslilla entre la localidad de Casla y la Urbanización de Los Cortos (dentro ya del término municipal de Duruelo), está emplazado en un paraje de singular belleza colonizado por un hermoso y bien conservado sabinar, del cual 500 Ha. han sido desmontadas para edificar la citada Urbanización. Aunque de amplitud considerablemente mayor, pues su anchura oscila normalmente entre los 1000 y los 1500 metros, está excavado, al igual que el cañón de Prádena, sobre el dorso del monoclinal o pseudocuesta constituido por la franja calcárea adosada a la sierra de Guadarrama, la cual -dentro del área de estudio- se extiende desde las proximidades de Arcones hasta los alrededores de Casla y Sigueruelo, donde conforma un cierre periclinal. Es precisamente en este último sector donde el río Caslilla corta perpendicularmente, de S a N, el borde oriental del dorso de este monoclinal, cuyo frente (en las canteras de la población de las Casas Altas) se levanta en torno a una altura de 1160-1170 m. Desde el citado frente las formaciones cretácicas y oligocenas se suceden a modo de fajas, biseladas por una superficie de arrasamiento, que muestra no obstante un claro y moderado basculamiento hacia el SE y E, hasta que desaparecen bajo los materiales miocenos. Por su parte, hacia el N la estructura termina violentamente a través de un acusado pliegue anticlinal, cuyo flanco septentrional está a su vez roto por una falla; como consecuencia de estos accidentes, relacionados con la terminación oriental del cabalgamiento de Ventosilla, las capas dolomíticas llegan prácticamente a verticalizarse, alcanzando alrededor de 65° de buzamiento, y rápidamente son soterradas por los sedimentos que rellenan la cuenca sedimentaria (Fig. III.12).

Así pues, el río Caslilla abre este cañón al excavar las formaciones cretácicas agrupadas dentro del complejo dolomítico masivo, cuya disposición tectónica tiene una influencia significativa sobre la morfometría general del cañón. Debido a dicha influencia, aunque la profundidad crece de S a N a medida que el río Caslilla ha ido tajando la estructura descrita, cuya superficie culminante oscila entre los 1100 y 1130 m, el buzamiento de la misma hacia el SE influye en el mayor desarrollo y desnivel de la vertiente izquierda de la hoz (Fig. III.12). De este modo, en los alrededores de la localidad de Casla, el valle alcanza una profundidad de 60 m en la ladera izquierda y 30 metros en la derecha y aguas abajo, al tiempo que progresivamente aumenta la profundidad de la hoz, la primera mantiene un desnivel próximo a los 80-90 m y la segunda oscila entre los 70 y los 80 m. También el modelado de la hoz, tal como se observa en el mapa geomorfológico de detalle (Fig. III.13), muestra laderas claramente disimétricas; y esta asimetría geomorfológica parece estar en principio controlada por la disposición tectónica antes aludida de los materiales dolomíticos (MORENO SANZ, 1988)

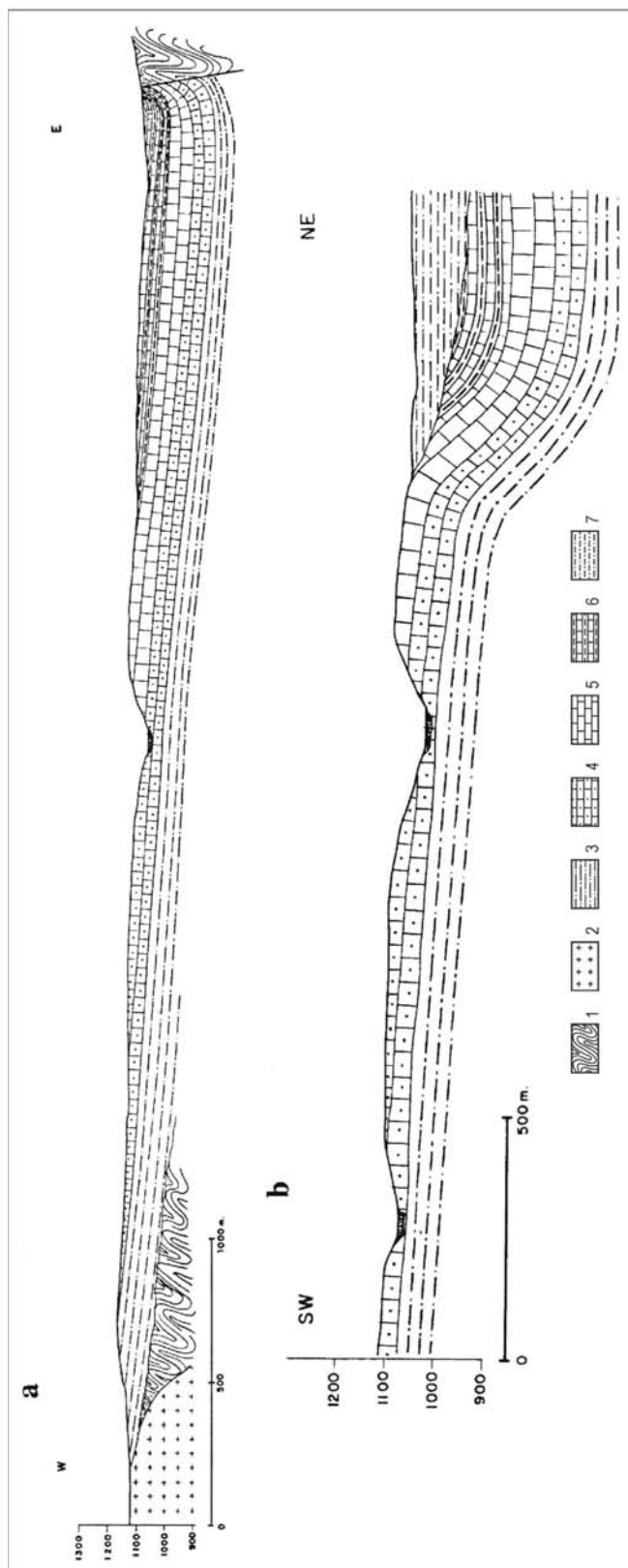


Fig. III.12. Contexto litoestructural en el que se modela el cañón de Casla. 1. Gneises glandulares; 2. Granito intrusivo; 3. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 4. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 5. Dolomías masivas del Cretácico superior; 6. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior; 7. Conglomerados y niveles areno-arcillosos de la facies miocena de Santa Marta.



Foto III.28. Vista general de la flexión anticlinal de la Urbanización de Los Cortos, atravesada perpendicularmente por el río Castiella

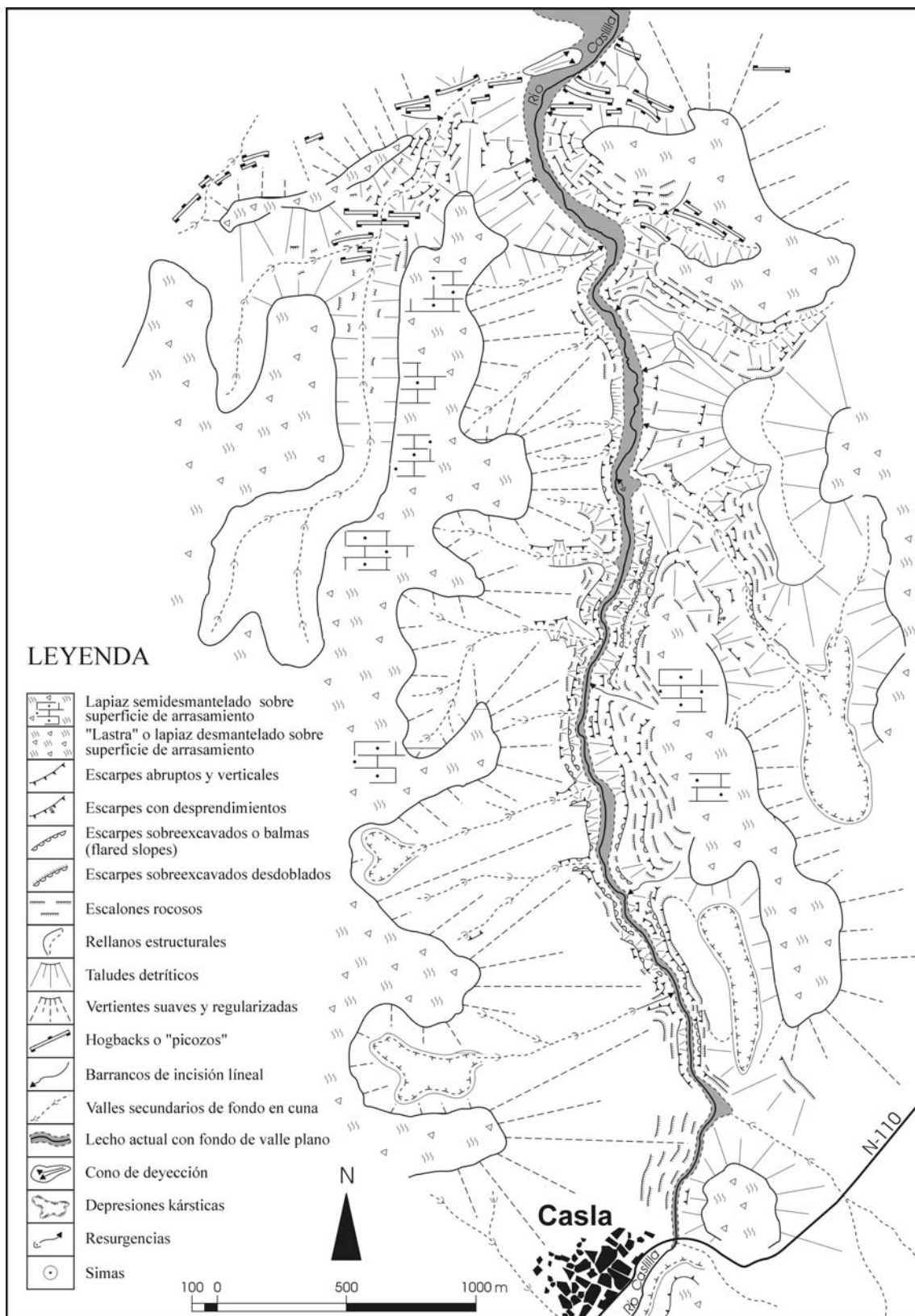


Fig. III.13. Mapa geomorfológico del cañon de Casla

Puede decirse como norma general que la vertiente acorde con la inclinación de los estratos (vertiente izquierda) suele ser más tendida y alcanza un mayor desarrollo, siendo su opuesta en general más abrupta.

Las vertientes pertenecientes a la margen izquierda del valle, orientadas al Este, se inician desde su arranque superior con un perfil básicamente rectilíneo, cuya inclinación está próxima a los 10-20°, en el que sin embargo alternan tramos donde aflora la roca sana (que coinciden con pequeños escalones y muestran su superficie afectada por una incipiente karstificación) con otros que se desarrollan sobre un depósito compuesto de cantos dolomíticos imperfectamente embalados dentro de una matriz arcillosa, la superficie del cual está colonizada por un tapiz vegetal formado por musgos, pastos, tomillos, aulagas y sabinas. Es frecuente que este tramo de la vertiente muestre las huellas de una intensa etapa de antropización, pues son comunes pequeñas parcelas cercadas, hoy en un avanzado estado de abandono, acumulaciones de piedras y “mojoneras”.

Por debajo, a medida que desciende hacia el fondo del valle la vertiente se hace más abrupta, dando paso a un segmento inferior que presenta, además de una pendiente más fuerte, una mayor variedad morfológica (que contrasta con la monotonía general del segmento superior). Así, el perfil-tipo más representativo de la parte inferior de la ladera combina una cornisa rocosa más o menos desarrollada con un talud detrítico que enlaza con el fondo y cuya inclinación varía según los casos entre los 25 y los 35°. Frecuentemente, estas cornisas están precedidas por escarpes y/o escalones rocosos separados por rellanos estructurales o taludes detríticos que reiteradamente se suceden hasta conectar con el escarpe principal, adquiriendo entonces este sector inferior de la vertiente una forma caracterizada por el escalonamiento. Estos taludes detríticos están compuestos por un depósito esencialmente arcilloso con muy pocos cantos y ocasionalmente con algún bloque semienglobado dentro del mismo; la arroyada difusa probablemente es el proceso responsable del arrastre del material, resultante de la descalcificación, hacia la partes bajas de la vertiente y de la génesis de este depósito, el cual se halla bastante estabilizado por la presencia de numerosos ejemplares de sabinas y ocasionalmente, en zonas mas sombrías, por quejigos y pastizal.

Por su parte, en las vertientes de la margen derecha, orientadas al Oeste, se desarrollan desde la parte culminante hasta el fondo escarpes escalonados separados por estrechos rellanos o taludes detríticos. Los primeros, en ocasiones ocultos detrás del ramaje de los numerosos ejemplares de sabina albar que suelen colonizar los segundos, se desdoblán en escalones que pueden alcanzar varios metros de altura. Es frecuente encontrar en éstos grandes paneles rocosos separados de los frentes de escarpe -pero no desprendidos propiamente- como consecuencia de microfracturas o diaclasas abiertas por los procesos de disolución junto con el efecto de cuña efectuado por las raíces de los árboles, en especial de las sabinas (CALVO CASES, 1987). Y es de destacar también que el frente de los escarpes no se desarrolla de forma continuada ni mantiene su nitidez tanto en sentido vertical como

horizontalmente, ya que existen numerosos tramos donde éstos están bastante degradados o son sustituidos por áreas rocosas de menor pendiente, las cuales muestran las huellas de un karst en “nidos de abejas”, por lo general mejor conservado que en la otra vertiente. Este karst se encuentra no obstante muy fragmentado por procesos posiblemente derivados de la acción de ciclos hielo-deshielo que en otro tiempo y bajo otras condiciones climáticas debieron de afectar al área, sin olvidar asimismo el efecto de cuña de las raíces de las plantas.

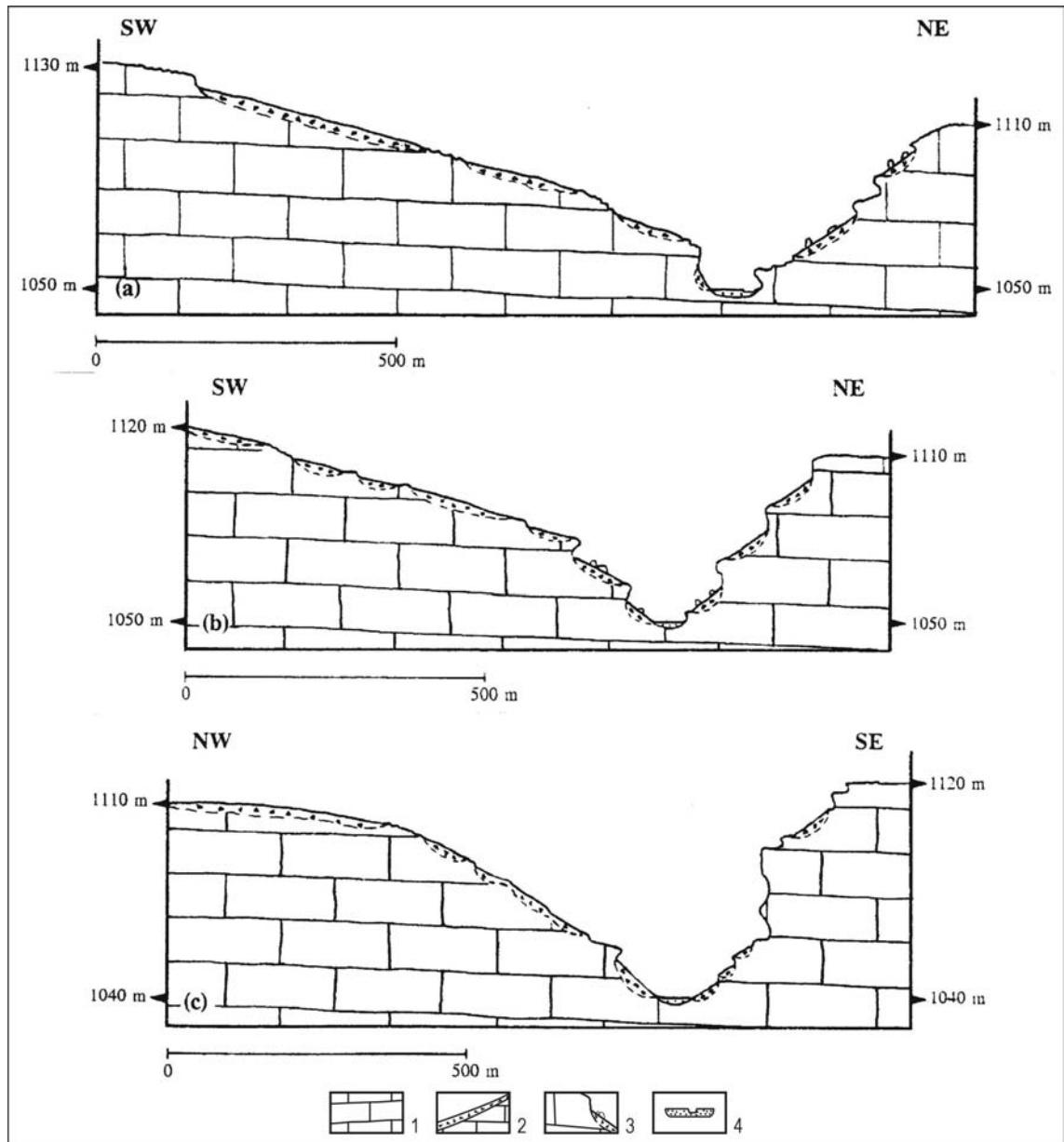


Fig. III.14. Sección morfográfica transversal del cañón de Casla. 1. Complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico; 2. Vertientes regularizadas; 3. Taludes detríticos y desprendimientos; 4. Fondo aluvial de valle

Los rellanos estructurales -que son el otro elemento característico de estas vertientes de la margen derecha del cañón de Casla, se desarrollan e individualizan a partir de planos de estratificación bien definidos (GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986), alcanzando una amplitud variable. Claramente delimitados por el frente de los escarpes, estos rellanos presentan una

superficie bastante karstificada, siendo frecuente el típico lapiaz “en nido de abejas” o cavernoso e incluso la presencia puntual de pequeñas simas o conductos muy estrechos. No obstante, por lo general están parcialmente fosilizados por un pequeño talud detrítico estabilizado por la presencia abundante de vegetación constituida por las mismas especies de la vertiente opuesta. En conjunto, la clara estratificación del complejo dolomítico masivo en que se abre el cañón, donde los bancos sedimentarios son en general gruesos y bien definidos, ha favorecido el desarrollo de este tipo de vertientes en escalones o gradas separadas por rellanos más o menos amplios (NICOD, 1972c, 1976; GONZÁLEZ MARTÍN, 1986c).

A diferencia del resto de los cañones estudiados hasta ahora, donde los procesos kársticos habían actuado con relativa eficacia sobre las paredes rocosas, creando un mosaico de cavidades, cuevas, etc., en el cañón de Casla estas formas iniciales sobre los escarpes son muy escasas y sólo ocasionalmente aparecen cornisas más o menos festoneadas o algún pináculo. Por el contrario, las formas más características modeladas en los escarpes del cañón de Casla son una serie de abrigos, también denominados en este cañón “cejos corridos” (MORENO SANZ, 1988) o “viseras” (GUTIÉRREZ NEVADO, 1998a), los cuales son bastante frecuentes sobre los escarpes escalonados de ambas vertientes del tramo medio, pero alcanzan su mejor y más espectacular desarrollo en la ladera derecha del cañón, a la altura del paraje denominado “Río Bajero” o “Pasil de los Moros”. A diferencia de las balmas o abrigos descritos en la hoz de la Presa del Barrio, siempre localizados en la cara cóncava de los meandros y relacionados de forma evidente con la erosión fluvial, los que se observan en este tramo de hoz presentan una considerable extensión lateral y están esculpidos en la base de escarpes también de cierto desarrollo o continuidad. Se trata de formas desarrolladas a partir del socavamiento de parte de los escarpes rocosos principales (generalmente de su base), de tal manera que el resto del escarpe queda a modo de voladizo o resalte. Por lo tanto, los citados escarpes se retranquean considerablemente hacia su parte basal, cuyo perfil adquiere una forma básicamente cóncava, mientras que en su parte superior o culminante el escarpe conserva su pendiente verticalizada. Dado que -como se acaba de señalar- las vertientes de esta hoz muestran generalmente una sucesión de escarpes escalonados compuesta por entre dos y cuatro escalonamientos, se han desarrollado otros tantos niveles de “cejos corridos”. Lo más frecuente es la presencia de dos niveles, a excepción del citado paraje de Río Bajero, donde es posible distinguir tres niveles: uno primero constituido a favor de un fuerte escarpe principal, mientras que los otros dos se desdoblan a partir de un mismo escarpe, llegando a alcanzar una extensión longitudinal superior a veces a los 100 metros.

En función de estas observaciones y consideraciones, en el citado paraje los cejos o abrigos están constituidos, de arriba abajo, por los siguientes elementos morfológicos (Fig. III.15):

- a). *Escarpes verticalizados* de mayor o menor desarrollo (cuyas características fundamentales han quedado ya explicadas), que por lo general están cubiertos por una pátina de color negro, salvo en los lugares donde se han visto afectados por

desprendimientos (entonces la pared rocosa presenta un color ocre). Asimismo cuando adquieren un gran desarrollo lateral se presentan como un gran frente rocoso, pero es frecuente que esté en cierto modo degradado o interrumpido por barrancos transversales al valle, de ahí que sean generalmente escarpes aislados. La superficie culminante de estos escarpes suele coincidir con planos de estratificación que favorecen el desarrollo de estrechos rellanos estructurales, donde ocasionalmente aparecen conductos verticales o simas.

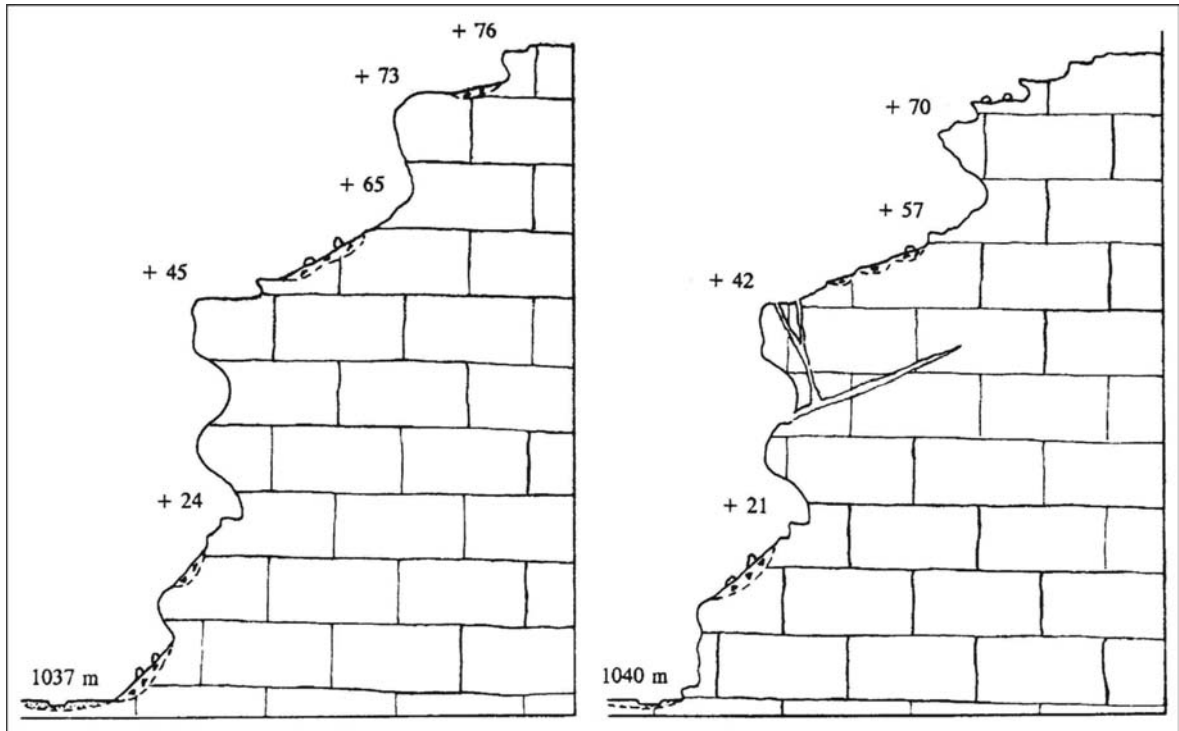


Fig. III.15. Esquema morfológico de los escarpes sobreexcavados o balmas del cañón de Casla en el paraje de Río Bajero

b). Tramos cóncavos del escarpe o vertientes invertidas, que a veces pueden presentar un primer tramo rectilíneo aunque también es frecuente una inclinación continuada hacia el interior del escarpe hasta que, tanto en un caso como en el otro, se produce la inflexión cóncava que da lugar al comienzo de la cara interna de la visera o voladizo. Las paredes rocosas de estos sectores socavados se caracterizan por presentar en detalle un aspecto rugoso, provocado por la presencia de pequeñas oquedades e incluso *taffonis*; también están afectadas por procesos de descamación y por precipitación de carbonatos. El color de estas paredes “invertidas” o “extraplomadas” difiere en función de su localización: las ubicadas en la margen derecha aparecen más o menos limpias y tienen color claro (pastel, crema u ocre), aunque pueden aparecer manchones negros que provienen de la humedad ligada a la vegetación instalada o de los escarpes superiores; por el contrario, los cejos localizados en la vertiente izquierda del valle (orientada al Este) presentan paredes más oscuras, con un color grisáceo y negruzco debido posiblemente a la mayor humedad.



Foto III.29. Sucesión de escarpes escalonados y taludes detríticos



Foto III.30. Vertiente donde se reconocen tres niveles de balmas o abrigos

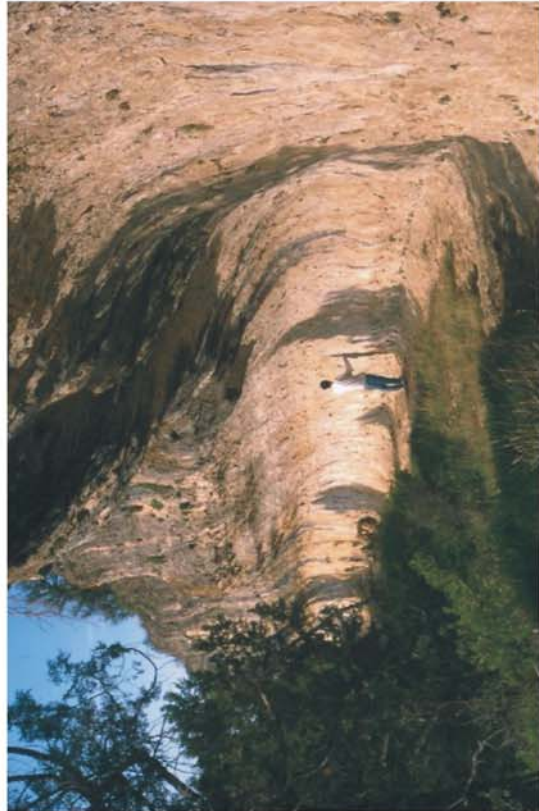


Foto III.31. Desarrollo lateral de un abrigo o balma, que en ocasiones alcanzan los 100 m



Foto III.32. Detalle de la fisonomía de un abrigo

c). *Taludes detríticos*, mediante los cuales el sector cóncavo antes descrito enlaza suavemente con un rellano o replano formado sobre la propia roca, de no más de tres o cuatro metros de ancho, al cual en ocasiones sigue un pequeño escalón o escarpe (de uno o dos metros de desnivel).

El origen de estas formas tan peculiares parece estar relacionado con la propia evolución del encajamiento del río Caslilla, conjuntamente con la actuación de diversos procesos de meteorización (TANARRO, 1996); al explicarlas y analizarlas más adelante de forma específica se tratará con más detalle su génesis y su significado geomorfológico.

También merece una atención específica el último tramo del cañón de Casla, coincidente con el área ocupada por la Urbanización de Los Cortos (en la margen derecha del valle), ya que en él se registra una mayor complejidad estructural, capaz de trascender en sus caracteres morfológicos. Concretamente, en esta área la serie carbonatada cretácica se ve afectada por una flexión anticlinal, desdoblada por la presencia de una fractura local, como consecuencia de la cual las capas llegan a alcanzar buzamientos de 65°. Al atravesar perpendicularmente esta estructura plegada el río Caslilla ha abierto un tramo de valle cuya anchura es considerablemente menor que el resto de la hoz, oscilando ésta en torno a los 600 m. Por su parte, las vertientes se caracterizan en principio por su aparente simetría y están formadas por una pendiente abrupta a modo de talud rocoso donde se suceden frecuentes escalones rocosos y escarpes moderados; muchos de éstos forman crestas o barras debido a la disposición subvertical de la estructura litológica, visible sobre todo en la margen derecha. Un talud detrítico final suele enlazar con el fondo del valle. En conjunto estas vertientes presentan una fuerte pendiente, que oscila entre los 30 y los 40°, siendo por lo general la de la margen izquierda, orientada al E, la que se encuentra más densamente colonizada por la vegetación y más susceptible pese a ello a ciertos procesos de movilidad de derrubios, que se acumulan sobre la superficie del talud cubierta de pastizal formando pequeños conos coluviales. Por contra, la vertiente de la margen derecha, colonizada sólo por tomillares y sabinas, presenta una superficie cubierta por gran cantidad de derrubios sueltos, bastante inestables como lo demuestra la concentración de éstos sobre el talud situado al pie de la ladera o a partir de determinados obstáculos topográficos.

En resumen, este sector final del cañón de Casla presenta unas vertientes abruptas donde aun es posible encontrar procesos relativamente activos, ligados sobre todo a la caída por gravedad de los derrubios que las cubren. Dichos procesos puede verse favorecido por la acción de la arroyada y por el paso frecuente de ganado.

III.2.1.2.2. El modelado del fondo de los cañones u “hoces” estrechas

Los fondos de valle de los cañones u hoces que se acaban de describir son muy estrechos, contrastando de esta manera con la amplitud que alcanzan los de los “cañones abiertos”. Desde un punto de vista morfológico, dichos fondos están ocupados por el lecho de inundación actual, de topografía aplanada, cuya anchura no suele sobrepasar los 40 m (a excepción de la hoz de Prádena, donde presenta unas dimensiones muy superiores, entre los 90 y 125 metros). Por lo general, las vertientes escarpadas y abruptas dan la sensación de aprisionarlo y encerrarlo, apareciendo de este modo claramente diferenciado. También, la presencia de nuevas especies arbóreas (los sabinars o matorrales de las vertientes dan paso a importantes plantaciones de chopos o incluso a zonas cultivadas) contribuyen a su diferenciación desde el punto de vista paisajístico.

En la actualidad, este fondo aluvial relleno por depósitos fluviales de pequeño tamaño, generalmente limos y arenas, es recorrido por pequeños cursos alimentados por manantiales o surgencias que afluyen y alimentan al lecho de los ríos. Este discurre, con una profundidad que oscila entre 0,5 m y 2 m y una anchura de entre 2 y 5 metros, encajado sobre los propios aluviones, aunque a veces, como ocurre en determinados lugares puntuales de la hoz de Casla, el fondo del canal llega a encajarse sobre la roca *in situ*. Lo normal es la presencia en él de acumulaciones de gravas y arenas gruesas; si estas acumulaciones emergen pueden dar lugar a la aparición en superficie de barras arenosas que dividen la corriente de agua en dos brazos. Aunque es menos frecuente, también pueden aparecer recubriendo el fondo del canal aluviones con predominio de cantos (así se observa en la hoz de Castroserna de Abajo junto a la Ermita Virgen de los Remedios). La profusión de estos elementos en este sector de la hoz, que además se encuentran bastante estabilizados por la vegetación, provoca en la corriente fluvial su apertura hacia los laterales de la llanura aluvial.

Puede decirse que, en líneas generales y salvo excepciones puntuales, el canal de los ríos Caslilla y San Juan en sus tramos de hoz estrecha muestra todos los caracteres de un lecho móvil relativamente calibrado, sin que apenas haya una significativa zapa ni se observen procesos de acumulación lateral. El trazado del lecho es más o menos sinuoso e incluso, en algunos segmentos, meandriforme, acercándose indistintamente a la base de una u otra vertiente. Sólo en la hoz de Casla, el tramo de valle situado enfrente de la Urbanización de Los Cortos presenta un canal actualmente móvil con un trazado claramente meandriforme, donde se suceden una serie de meandros bastante forzados y activos.

III.2.1.3. La hoz y combe de Sepúlveda o del Caslilla

La razón por la que la morfología de este tramo del valle del río Caslilla, en el que se emplaza la población de Sepúlveda, se analiza de forma separada es que constituye el ámbito

más favorable para comprender la secuencia morfolitológica y la estructura tectónica en la que se han modelado no sólo este cañón u hoz, sino también el resto de las hoces estudiadas. El Caslilla ha abierto este valle, inmediatamente antes de su desembocadura en el Duratón, sobre un complejo lito-tectónico muy completo y representativo, modelando un relieve en el que se combinan características semejantes a la del resto de las hoces con otras totalmente propias, derivadas de su mayor profundidad y de la relación de su trazado con las directrices estructurales.

A diferencia del resto de los cañones estudiados que, a excepción del de Castroserna de Abajo, se abren cortando transversalmente las estructura plegadas cretácicas, en el de Sepúlveda el río ha cortado longitudinalmente, siguiendo en general una dirección SE-NW, el flanco meridional de un anticlinal en rodilla, que morfoestructuralmente se manifiesta de forma prioritaria en un extenso monoclinal. Esta aparente cuesta, levantada hacia el N y el W, presenta unas cotas topográficas que oscilan entre los 1090-1050 m de su frente y los 950-1000 m del sector más bajo del dorso. Teniendo en cuenta estas consideraciones topográficas, el río Caslilla comienza a excavar este tramo final de su valle sobre una morfoestructura que progresivamente aumenta de altitud, lo cual tiene consecuencias significativas de índole litológica y morfométrica. En cuanto a las primeras, el curso fluvial inicialmente comienza a labrar este cañón sobre los complejos “conglomerático calcáreo y arcilloso” y “dolomítico-margoso” del Oligoceno y del Cretácico superior respectivamente, pero a medida que avanza y profundiza descubre, primero, el complejo “dolomítico masivo” y, poco después, los materiales detríticos correspondientes al complejo litológico “arenoso-silíceo inferior” (Fig. II.16); incluso junto a su desembocadura en el Duratón llega a alcanzar los materiales gneísicos del zócalo. La sucesión y combinación de estos diferentes tipos de roquedo se manifiesta en el particular modelado del valle. Respecto a la morfometría, el hecho de que el río excave una estructura que paulatinamente se levanta en el sentido de la corriente se manifiesta en un progresivo incremento de la altura que alcanzan las laderas del valle; de este modo, la profundidad pasa de los 60 m, aproximadamente en el inicio de la hoz, a los más de 120 metros en su final.

De otro lado, este flanco meridional tendido se combina con un flanco norte muy verticalizado e incluso localmente invertido configurando un típico pliegue “en rodilla”. Este tipo de estructura de deformación es -como se ha dicho- frecuente en el área de estudio y es genéricamente la misma sobre la que se desarrollan los tramos finales de los cañones de la Presa del Barrio y de Casla; en ambos casos los cursos fluviales salvan dicha estructura atravesándola en sentido perpendicular al eje de los pliegues. A diferencia de ellos, el río Caslilla en las proximidades de Sepúlveda se ha encajado en sentido longitudinal, siguiendo aproximadamente el trazado de la charnela del pliegue anticlinal; como consecuencia de ello la hoz es también una amplia y atípica “combe”.

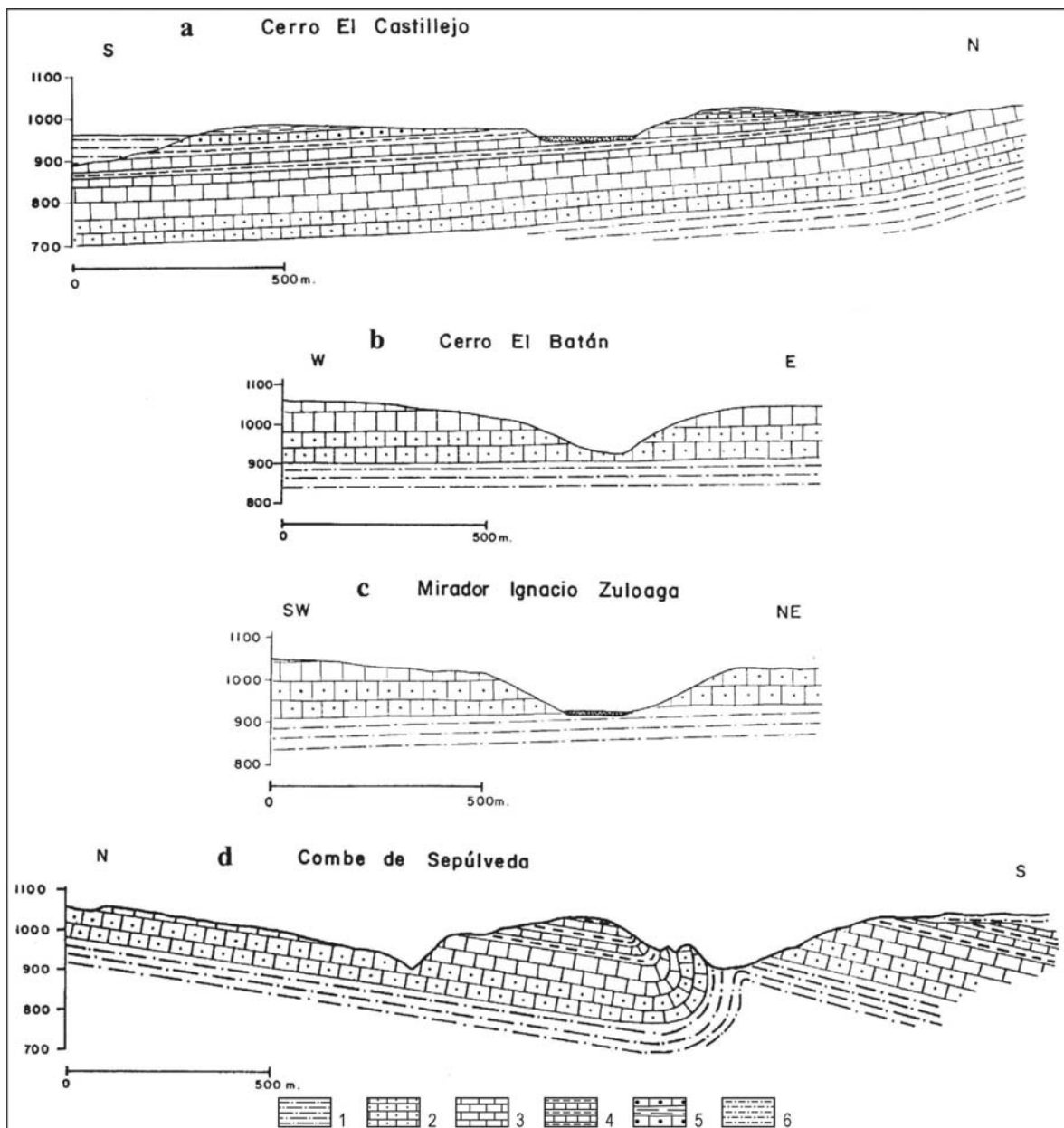


Fig. III.16. Cortes geológicos que muestran la secuencia litoestructural en la que se modela la hoz-combe de Sepúlveda. 1. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 2. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 3. Dolomías masivas del Cretácico superior; 4. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior; 5. Conglomerados calcáreos y arcillas rojas; 6. Niveles areno-arcillosos ocre de la facies miocena de Vellosillo-Duratón

En función de este peculiar y complejo marco litológico y tectónico el tramo final del valle del río Caslilla, pese a su reducida longitud, puede ser dividido en cinco sectores claramente diferenciados desde el punto de vista morfológico, tal como se aprecia en el mapa geomorfológico de detalle de la hoz-combe de Sepúlveda. Estos sectores son, de arriba a abajo, los siguientes:

III.2.1.3.1. El sector de hoz abierta del Cerro del Castillejo

El sector inicial del tramo se corresponde con una típica “hoz abierta” excavada sobre el complejo “dolomítico-margoso”, cuyas características morfométricas y morfográficas son básicamente idénticas a las del resto de las hoces abiertas ya estudiadas. En tal sentido, la hoz del Cerro del Castillejo se abre sobre estos materiales, que presentan un claro buzamiento hacia el Sur (Fig. III.17A), lo que determina una clara disimetría entre las vertientes de la margen derecha, que alcanzan entre 40 y 60 m, y las de la margen izquierda, donde no se sobrepasan los 20 m. A pesar de esta disimetría morfométrica, el modelado de las vertientes del valle es bastante homogéneo: ambas presentan como elemento básico un talud de pendiente entre los 30 y 35°, colonizado por una exigua cobertera vegetal (pastizal denso con matas de aulagas y tomillos) y salpicado de clastos sueltos. Los procesos de arroyada, allí donde la escasez de la vegetación es más marcada, ha conseguido “arañar” las vertientes, abriendo incipientes cárcavas. Por su parte, el fondo del valle, por lo general cultivado, está ocupado por una plana llanura aluvial de unos 180 metros de anchura, sobre la cual el lecho actual describe amplios meandros.

III.2.1.3.2. El sector mixto modelado sobre el complejo “dolomítico-margoso” y el complejo “dolomítico masivo”

En el sector en que el Caslilla comienza a excavar el complejo “dolomítico masivo”, sin que aún hayan desaparecido los materiales dolomítico-margosos suprayacentes, el valle presenta un modelado donde se combina la fisonomía propia de ambos complejos litológicos. Este tipo de valle mixto, reconocible en mayor o menor medida en todos los cañones estudiados, está caracterizado en especial por su notable simetría transversal. La parte superior de las laderas, desarrollada sobre los afloramientos dolomítico-margosos, muestra una pendiente suave convexo-cóncava de 10-15° recubierta por un depósito margo-arcilloso que engloba gran cantidad de clastos calcáreos. Dada su suavidad aparecen muchos tramos cultivados, encontrándose el resto del talud colonizado por un denso pastizal salpicado por sabinas, aulagas, tomillos, espinos, etc. El tramo de perfil cóncavo enlaza con los materiales dolomítico masivos a través de una pendiente suave o bien por medio de un rellano estructural, formado ya sobre este ámbito litológico. Al entrar en él las vertientes se aproximan y se hacen más abruptas, predominando los escarpes rocosos y los taludes pequeños (Fig. III.17B).

En resumen, puede decirse que este sector de valle mixto, elaborado sobre dos ámbitos morfolitológicos superpuestos, presenta una parte superior de gran amplitud cuyo modelado es típico de las hoces abiertas, mientras que en la parte inferior se encaja y estrecha, apareciendo una morfología propia de los cañones propiamente dichos.

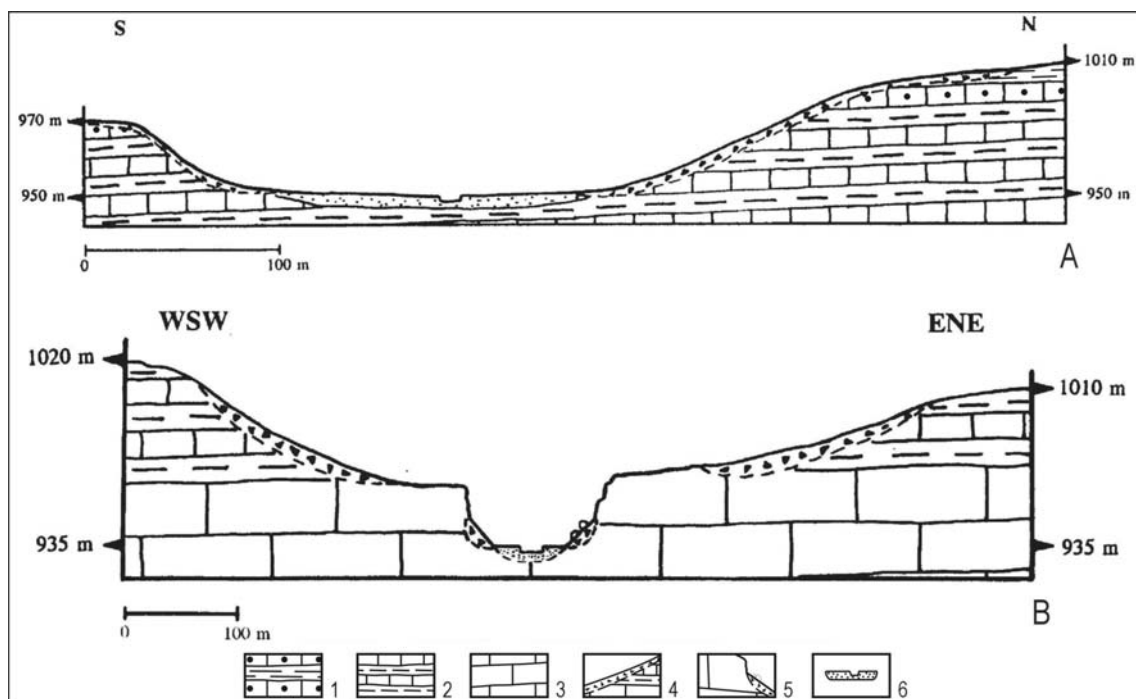


Fig. III.17. Secciones morfológicas transversales de la hoz del río Casilla. A. Tramo de hoz abierta. B. Tramo de hoz mixta. 1. Unidades conglomeráticas deformadas del Oligoceno-Mioceno inferior; 2. Complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico; 3. Complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico. 4. Laderas regularizadas; 5. Taludes detríticos y desprendimientos; 6. Fondo aluvial de valle

III.2.1.3.3. El sector de hoz estrecha

Este tramo de hoz, de mayor longitud, está labrado ya en su totalidad sobre el complejo “dolomítico masivo”, llegando el río Casilla a atravesar casi todo este voluminoso paquete dolomítico. El modelado de este sector reúne todas las características propias de los cañones u hoces estrechas estudiados; no obstante sus dimensiones morfométricas difieren sensiblemente con respecto a aquéllos, siendo tanto su anchura como su profundidad bastante mayores. Así, la anchura oscila entre los 300 metros del inicio, donde la profundidad se sitúa en torno a los 60-70 metros, hasta los 750 metros de su final, en el que la profundidad del valle alcanza ya los 110-120 metros. Y hay que tener en cuenta que estos significativos cambios dimensionales se producen en poco más de dos kilómetros sobre un valle fundamentalmente sinuoso.

La sección transversal del valle muestra en líneas generales vertientes aparentemente simétricas, cuya forma más representativa puede definirse como una sucesión de escarpes escalonados, perfectamente individualizados a partir de planos de estratificación y separados por tramos de talud parcialmente recubiertos por coluviones. Este nítido escalonamiento de los escarpes, más continuos y verticalizados en la parte inferior de las laderas y más degradados en la superior, se encuentra menos desarrollado en el inicio de este tramo de hoz estrecha, pues la menor profundidad alcanzada por el valle no ha favorecido el desarrollo tan

perfecto de estos escarpes. De este modo, las vertientes muestran un aspecto bastante degradado y ruiforme, siendo frecuente encontrar cornisas o escalones rocosos aislados, entre y a partir de los cuales aparece un talud más o menos evolucionado.

Las paredes de los escarpes no están demasiado karstificadas. Así, solamente algunos tramos de los cantiles, en especial de los desarrollados en el inicio de la hoz, están jalonados por numerosas oquedades y cuevas, siendo muy escasa la presencia de otras formas propias del modelado kárstico, como los pináculos o mogotes. Por su parte, los taludes presentan una pendiente relativamente importante, por lo general superior a los 30°. Esta fuerte inclinación, unida al exiguo tapiz vegetal (pastizal con rodales de matorral ralo de tomillos y aulagas), explicaría posiblemente el débil espesor del depósito de los taludes (compuesto por cantos embalados dentro de una matriz arcillosa), que habría sido lavado o arrastrado por las diferentes modalidades de la arroyada hacia la base de la vertiente. Por otro lado, es bastante corriente la presencia de pequeños bloques desprendidos de los escarpes indistintamente de ambas vertientes, salpicando la superficie de los taludes.

Por lo que se refiere al fondo del valle, sus características son prácticamente idénticas a las del resto de los cañones estudiados. En tal sentido, el fondo de este segmento de valle está formado por una estrecha llanura aluvial claramente diferenciada, no sólo por estar aprisionada entre las laderas de la hoz, sino también por cobijar una importante vegetación arbórea formada esencialmente por chopos de repoblación, cuyas plantaciones serpentean adecuándose a las sinuosidades del valle. En esta estrecha franja de topografía plana, cuya anchura no supera los 40 metros, aparecen con frecuencia manantiales o surgencias que alimentan al río. Al igual que en el resto de los cañones u hoces, está constituida por aluviones de tamaño limo y arena fina, sobre los cuales se encaja el lecho o cauce actual del Caslilla, cuyas dimensiones oscilan entre 1 y 2 metros de profundidad y una anchura generalmente superior a los 4 metros.

III.2.1.3.4. El sector de hoz modelado sobre los complejos “dolomítico masivo” y “arenoso silíceo”

Al singular tramo de hoz estrecha que se acaba de describir le sucede otro, cuyo recorrido longitudinal no llega al kilómetro, con características morfológicas sensiblemente diferentes, no tanto en las dimensiones morfométricas transversales, sino en la peculiar morfografía de sus vertientes y de su fondo, derivada de los particulares caracteres de la estructura litológica. Dicho tramo está excavado sobre dos complejos litológicos superpuestos con un muy desigual comportamiento geomorfológico. El primero, aflorante en la parte superior de la vertiente, corresponde al ámbito “dolomítico masivo”; mientras el segundo, que aparece en el resto de la vertiente, está constituido por el complejo “arenoso silíceo”, es decir por el Cretácico detrítico en “facies Utrillas”.



Foto III.33. Vista general de la hoz abierta de "El Cerro del El Castillejo, modelada por el río Castiella en el complejo "dolomías y margas", y su transición a un tramo de hoz mixta a medida que el río se encaja en el complejo de "las dolomías masivas". Se observa el modelado de rellanos litoestructurales en el contacto de ambos complejos morfolitológicos.



Foto III.34. Tramo de hoz estrecho modelado por el río Castiella poco antes de atravesar la flexión de Sepúlveda. El valle muestra la alternancia de escarpes o cornisas y taludes detriticos.

Como consecuencia de ello, la morfografía o modelado de las vertientes presenta la siguiente sección transversal: en general comienzan con un talud somital, donde suelen aparecer escalones rocosos, a partir del cual se desarrolla un fuerte escarpe, a veces desdoblado; tras este o estos escarpes aparece un talud detrítico regularizado, desarrollado enteramente sobre el complejo detrítico, cuya pendiente se sitúa en los 30-35°, salvo en su segmento basal o inferior, donde una suave inclinación (10-15°) de forma cóncava enlaza con el fondo del valle. Este talud figura en las laderas de ambas márgenes, aunque es posible apreciar algunas diferencias: mientras el talud de la margen izquierda, orientado al N y NW, y por tanto en posición de umbría, está bastante estabilizado por una densa cubierta vegetal (la mayor presencia de humedad ha propiciado el desarrollo de un pequeño bosque de quejigos), el talud de la ladera derecha del valle, situado a solana, está colonizado por un tapiz vegetal escaso compuesto por pastizal y matorral de aulagas, abrojos y tomillos. Por tanto, la menor protección ha dado lugar a la actuación más libre de la arroyada concentrada creando incipientes acarcavamientos.

Por su parte, en función de la escasa cementación y de la alta deleznableidad de los materiales detríticos de la “facies Utrillas”, el río Caslilla ha podido llevar a cabo un considerable trabajo de incisión y, sobre todo, de zapa lateral; esto se manifiesta en la notable amplitud y extensión de su fondo, cuya anchura fluctúa entre 90 y 140 metros, siendo esta característica el elemento que mejor define este tramo del valle. Además, el hombre ha aprovechado intensamente este amplio fondo, ocupado por muy numerosas y minúsculas parcelas dedicadas a cultivos de huerta.

III.2.1.3.5. La combe de Sepúlveda

El último segmento del tramo final del valle del río Caslilla, antes de su confluencia con el Duratón, se ha abierto sobre una estructura geológica ciertamente compleja, lo cual ha repercutido directamente en el modelado tan singular que presenta y que corresponde básicamente a un anticlinal en rodilla desventrado, es decir a una combe disimétrica.

III.2.1.3.5.1. Los condicionantes estructurales en la génesis y el modelado de la combe

Como ya se ha explicado, el sector donde confluyen el Duratón y el Caslilla corresponde al contacto entre los bloques o escamas tectónicas basculadas de Sepúlveda y de Villaseca, cuyo enlace se produce a través de una gran falla inversa o cabalgamiento. La cobertera cretácica conservada en estas escamas se adapta al desplazamiento hacia la superficie de esta falla inversa (*blind thrust fault*) formando una estructura plegada muy forzada: una flexión anticlinal o “pliegue en rodilla”. El río Caslilla, a partir de la localidad de Sepúlveda, excava la charnela o núcleo anticlinal de este pliegue, provocando en última instancia su desventramiento y consecuentemente la apertura de una amplia y profunda depresión que -

según se ha indicado- reúne todos los caracteres de una combe, cuya configuración y desarrollo están condicionados por varios factores fundamentalmente relacionados con la estructura geológica sobre la que se ha modelado. Es probable que el río comenzara a abrir esta depresión sobre una superficie de arrasamiento que habría cepillado en el área de charnela buena parte del complejo duro y resistente formado por las dolomías masivas; de este modo, cuando empezase a excavar, la línea de inflexión del pliegue (es decir la charnela anticlinal) sólo conservaría un espesor débil de este conjunto litológico. Así, enseguida la erosión fluvial alcanzaría los niveles litoestratigráficos correspondientes a la facies Utrillas, poco competentes, blandos y fácilmente deleznable, los cuales serían evacuados con relativa facilidad por el río, comenzando de este modo la diferenciación geomorfológica y el modelado de la combe.

Además, las combes de mayor extensión y más rápida evolución son las modeladas sobre anticlinales forzados, donde la charnela aparece dislocada e incluso abierta por la acumulación disarmónica y la eyección de materiales plásticos inferiores (MUÑOZ JIMÉNEZ, 1992). Según esto, la combe de Sepúlveda se ha excavado a expensas de un pliegue en rodilla, formado -como se indicó- por un flanco sur muy extenso y tendido, no sobrepasando los 10° de buzamiento, y un flanco norte fuertemente inclinado, vertical en ocasiones e invertido o volcado en otras, donde la charnela anticlinal estaría muy próxima al charnela del pliegue sinclinal inmediato a partir de la cual comenzaría el flanco sur extenso y tendido del anticlinal correspondiente a la siguiente escama tectónica.



Foto III.35. Vista general del pliegue en rodilla de Sepúlveda

Para CADAVID *et al.*, (1971), los esfuerzos tectónicos generadores de la deformación del pliegue en rodilla de Sepúlveda habrían afectado de forma desigual a las series sedimentarias del Cretácico: así, los materiales pertenecientes al complejo “dolomítico masivo” (Coniaciense medio a Santoniense) y “dolomítico-margoso” (Campaniense, Maestrichtense), de comportamiento competente y semicompetente respectivamente, descansarían sobre un ámbito litológico esencialmente detrítico “areno-margoso” en facies Utrillas (Cenomanense, Turonense medio y Coniaciense inferior), de comportamiento básicamente plástico o dúctil; de este modo, la presión ejercida por los primeros complejos litológicos sobre los segundos motiva la inyección de los niveles detríticos hacia la charnela anticlinal, al intentar escapar, dada su plasticidad, a la presión, produciendo, de una parte, la inversión del flanco norte del anticlinal y, de otra, la fracturación y el debilitamiento de su charnela.

En los últimos años GÓMEZ ORTIZ y BABÍN VICH (1996b, 1998) interpretan esta estructura plegada y otras semejantes en el borde norte del Sistema Central como pliegues de propagación de falla, sin observar este comportamiento dúctil de las arenas en facies Utrillas, sino que por el contrario éstas aparecen cortadas por los cabalgamientos y suelen conservar el espesor en las distintas partes de los pliegues. No obstante, estos autores han observado que cuando el acortamiento no puede resolverse mediante plegamiento por razones mecánicas se produce la rotura de este tipo de pliegues a favor del plano axial de los sinclinales, que constituye una superficie de debilidad a partir de la cual progresa la deformación o la fracturación hacia la superficie.



Foto III.36. Núcleo del pliegue de Sepúlveda constituido por materiales detríticos

En todo caso, el funcionamiento de la flexión anticlinal condicionado por los citados fenómenos tectónicos provocaría una reducción del espesor de los materiales en los flancos verticalizados frontales y en las charnelas anticlinales, que soportan una mayor deformación, ofreciendo ambos menor resistencia a los agentes erosivos vinculados a la acción excavadora del Caslilla. Debido a ello este curso de agua de moderada importancia ha sido capaz de modelar una espectacular combe de flanco, al dismantelar casi completamente la charnela anticlinal y en gran parte el flanco vertical del pliegue de Sepúlveda. Además, aparece también erosionado, y formando parte de las laderas del valle, el borde meridional del flanco sur del pliegue de Villaseca. Según esto, la combe abierta por el río Caslilla constituye un relieve inverso a la estructura plegada original, donde la charnela anticlinal y el flanco norte, los elementos más elevados originariamente, habrían pasado ahora a constituir el fondo de la depresión fluvial.

III.2.1.3.5.2. El modelado de las vertientes y del fondo de la combe

Las dimensiones transversales de este tramo en combe son algo superiores al resto del valle del Caslilla, pues su anchura oscila entre los 1000 y los 1250 m y su profundidad se sitúa entre los 120 y los 150 m. Desde un punto de vista morfológico, consta de varios elementos cuya configuración y articulación están en estrecha relación, de un lado, con el grado de erosión de la estructura (a su vez condicionada por la propia divagación del río) y, de otro, con la disposición de los afloramientos de los tres complejos morfolitológicos del Cretácico superior (Fig. III.18).

Las crestas o escarpes, que en general constituyen la parte alta de las vertientes de esta combe, se corresponden con el flanco Sur, extenso y suave, de los anticlinales de Sepúlveda (margen izquierda) y de Villaseca (margen derecha); por tanto, los estratos que los forman presentan siempre buzamiento hacia el S o SE. Sin embargo, una y otra vertiente están modeladas sobre combinaciones litológicas distintas. Así, la ladera de la margen izquierda de la combe (orientada al norte), labrada sobre el complejo “dolomítico masivo” y sobre el “arenoso silíceo”, presenta una morfología prácticamente idéntica a la descrita en la misma vertiente del segmento de valle anterior: pequeños escarpes dan paso a un escarpe o cornisa rocosa principal, cuyo desarrollo bastante continuo a lo largo de la ladera sólo es roto por varios barrancos. Al pie de estos escarpes somitales se extiende un amplio talud regularizado, modelado sobre el complejo detrítico “arenoso silíceo”, cuyo perfil rectilíneo, con pendiente entre los 30-35°, se hace ligeramente cóncavo cuando enlaza con la llanura aluvial a través de una suave inclinación de unos 15°. Este talud, colonizado por pastizal ralo (a excepción del sector inicial, cubierto por un denso bosque de quejigos) muestra pequeñas irregularidades, semejantes a terracillas solifluidales, pero que en realidad no son sino antiguos banales o aterrazamientos contruidos por el hombre con el fin ampliar el terrazgo productivo. También y de forma muy local y esporádica se observan pequeños fenómenos de movimientos en masa que afectan a estos materiales, como es el pequeño deslizamiento rotacional situado frente a la

localidad de Sepúlveda en la ladera orientada al Norte justo por debajo de la carretera de Segovia a Sepúlveda (CALONGE CANO y DÍEZ HERRERO, 2002).

En cuanto a ladera derecha de la combe, ésta se ha modelado sobre afloramientos litológicos pertenecientes principalmente al complejo “dolomítico-margoso” y secundariamente sobre el ámbito “dolomítico masivo”. El elemento morfológico que domina en ella es un talud recubierto por un raquíto pastizal, cuyo perfil característico relaciona una fuerte inclinación en su parte superior (30-35°), donde afloran constantemente escalones rocosos o pequeñas cornisas, y, en su parte inferior, una suave pendiente (10°), que coincide con el enlace con el afloramiento de las dolomías masivas.

Por su parte, el fondo de esta atípica combe es bastante complejo y está marcado por la disposición de las capas en el pliegue de Sepúlveda. Así, el componente más peculiar y singular, que destaca en él corresponde a los restos conservados del flanco norte, verticalizado y muy estirado, de la flexión anticlinal. La intensa distensión sufrida por las capas de dicho flanco ha cambiado su posición y su potencia iniciales. Estas capas o estratos presentan un fuerte adelgazamiento, transformándose el potentísimo paquete dolomítico en un conjunto de lechos estirados de muy pocos metros de anchura. A consecuencia de esta tectónica de deformación se produce también una fricción entre los indicados estratos, los cuales adquieren una superficie externa lisa, pulimentada y a veces estriada (a modo de espejos de falla) y, al mismo tiempo, se acentúan o marcan los planos de estratificación y líneas de diaclasado. En conjunto, estas características confieren a este paquete adelgazado y comprimido un cierto endurecimiento, de ahí que pueda mantenerse en esa posición verticalizada formando morfologías peculiares a modo de barras o crestas rocosas estrechas y agudas que vienen a coincidir con lo que en Geomorfología se denominan *hogbacks*.

La movilidad del trazado y la dinámica erosiva del río Caslilla ha condicionado igualmente el modelado del fondo del valle. En primer lugar, cuando el citado río deja a la derecha estas barras agudas y estrechas (como sucede en el inicio de la combe, donde quedan adosadas e integradas en la ladera derecha), se desarrolla a expensas de los materiales detríticos del complejo “arenoso silíceo” un fondo de gran amplitud, que enlaza a través de una suave inclinación (15°) ligeramente cóncava con el talud de la vertiente izquierda; las características de este fondo de valle son idénticas al segmento inmediato aguas arriba. Y en segundo lugar, el Caslilla ha desarrollado en el tramo final de la combe un valle básicamente meandriforme, con lo cual, por un lado, ha cortado transversalmente estos *hogbacks* o restos del flancos verticalizado del pliegue aislándolos en pequeños cerros agudos a los que se ha dado desde antiguo el nombre de “picozos” (CASIANO DE PRADO, 1854; CORTAZAR, 1891), los cuales suponen un barrera a la continuidad de los taludes formados en ambas vertientes.

Inmediatamente antes de su desembocadura, el Caslilla sale de la combe y se encaja en las dolomías masivas de la charnela del sinclinal siguiente al pliegue de Sepúlveda y, sobre todo,

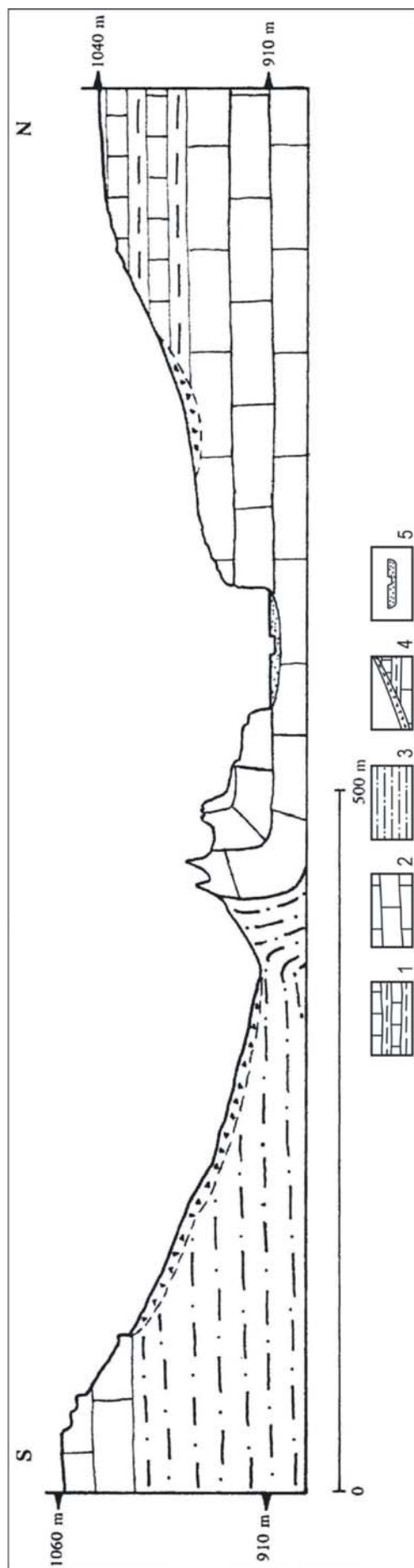


Fig. III. 18. Sección morfológica transversal de la hoz-combe del Casilla. 1. Complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico; 2. Complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico; 3. Complejo arenoso-silíceo inferior del Cretácico. 4. Laderas regularizadas; 5. Fondo aluvial de valle



Foto III.37. Vista general del tramo final de la hoz-combe del río Casilla poco antes de confluir con el río Duratón. En primer término, el valle se abre sobre los complejos dolomítico masivo y arenoso-silíceo y en segundo recorre longitudinalmente el pliegue de Sepúlveda, excavando una combe al dismantelar el núcleo anticlinal del pliegue

del borde meridional del flanco Sur del anticlinal correspondiente al bloque de Villaseca. La consecuencia geomorfológica de ello es el modelado de un pequeño y estrecho cañón de unos 100 metros de anchura y 20-30 metros de profundidad que enlaza ya con las Hoces del Duratón.

III.2.1.4. Las Hoces del río Duratón

Como se señaló al comienzo de este capítulo, se ha creído conveniente explicar y describir el modelado de la Hoces del Duratón de forma independiente y separada del resto de los cañones u hoces debido a que, si bien sus rasgos principales son propios de las “hoces estrechas” al labrarse en su práctica totalidad sobre el complejo dolomítico masivo, la disposición tectónica de estos materiales y la presencia de otros afloramientos litológicos (complejo dolomítico-margoso o unidades arenoso-silíceas) determinan la configuración de un valle de una mayor complejidad morfológica. Pero además de estos factores litoestructurales, la mayor importancia y capacidad erosiva del río Duratón se ha traducido en las mayores dimensiones morfométricas de este extenso tramo de valle, que no son comparables con las del resto, pues, mientras que éstos constituyen cortos tramos de apenas 5-6 km de longitud y cuyo desnivel o encajamiento medio oscila entre 60-80 m, las Hoces del Duratón tienen un recorrido de más de 30 km y su profundidad se mantiene, excepto algunos tramos, por encima de los 90-100 m; solamente la amplitud o anchura de es similar a la del resto de los valles de este tipo, en torno a los 150-300 m. Por otro lado, aunque las formas modeladas en las vertientes responden a los mismos procesos morfogénéticos, éstas alcanzan en ellas una mayor riqueza, variedad y magnitud, lo cual se manifiesta en el modelado de un cañón espectacular, cuyo patrimonio básicamente geomorfológico, pero también fitogeográfico y faunístico, ha llevado a la declaración de estas hoces (en dos tercios de su recorrido) como Parque Natural (B.O. CASTILLA Y LEÓN, junio de 1989).

No obstante, su descripción y análisis sigue el mismo esquema utilizado al tratar de los cañones u hoces de pequeñas dimensiones. En primer lugar se describe el marco morfoestructural y morfolitológico en el que se abren las Hoces, clave para entender los rasgos morfométricos y morfográficos de éstas, para lo cual se han levantado una serie de cortes geológicos y secciones morfográficas donde se reflejen los principales elementos geomorfológicos presentes a lo largo del valle. En segundo lugar, se realiza una descripción detallada del modelado de las laderas y del fondo de las Hoces, dando razón de las diversas morfologías y de su posible significado geomorfológico, con la finalidad de interpretar su morfogénesis. Este segundo objetivo se apoya sobre todo en la elaboración de un mapa geomorfológico detallado a escala 1:10.000, al cual se ha añadido el Modelo Digital Terreno, para obtener una lectura más expresiva y realista de los diferentes tipos de modelado (TANARRO, 2002).

Puede decirse que el río Duratón ha modelado sus singulares Hoces al penetrar y adentrarse en el denominado Macizo calcáreo de Sepúlveda. Esta unidad morfoestructural está constituida por formaciones litoestratigráficas que abarcan el Cretácico superior y, en menor medida, el Oligoceno, las cuales se han agrupado en cuatro complejos morfolitológicos: el “arenoso-silíceo inferior”, el “dolomítico masivo intermedio” y el “dolomítico-margoso superior”, pertenecientes al Cretácico, y el denominado “unidades de conglomerados calcáreos y arcillas”, datado en el Oligoceno-Mioceno inferior. Desde el punto de vista morfoestructural, este macizo está compuesto –según se señaló- por tres estrechas y largas escamas cabalgantes que afectan al zócalo y a la cobertera, las cuales están separadas por fallas inversas o cabalgamientos de dirección E-W, con una progresiva incurvación occidental hacia el SW. (Fig. II.30). El resultado de ello es la formación de escamas o bloques semidomáticos, sobre los cuales la indicada cobertera cretácico-paleogena se encuentra fuertemente deformada en una serie de flexiones o pliegues en rodilla vergentes al N, donde los flancos septentrionales son cortos y presentan una notable inclinación estructural (superior a 60°), pudiendo encontrarse con frecuencia en disposición vertical o volcada, mientras que los flancos meridionales son extensos y muestran una suave inclinación, inferior casi siempre a los 10°, hacia el S y SE.

Este complejo estructural se encuentra basculado en conjunto hacia las direcciones indicadas y afectado asimismo por una superficie de arrasamiento que ha biselado las diferentes unidades cretácicas, cuyos materiales van aflorando a modo de fajas según el mayor o menor salto de los cabalgamientos. Los procesos erosivos posteriores, ligados sobre todo a la morfodinámica fluvial, se han centrado prioritariamente en los flancos septentrionales, más cortos y forzados, y en el núcleo de los anticlinales, respetando en mayor medida y realzando el papel morfoestructural de los flancos meridionales, más extensos y tendidos. Estos aparecen como grandes monoclinales, a modo de cuestras, reconociéndose tres: el monoclinal de Sepúlveda, el monoclinal de Villaseca y el monoclinal de Aldehuela-Hinojosas del Cerro, cuyas características estructurales y morfológicas ya fueron señaladas.

En este marco lito y morfoestructural característico del Macizo de Sepúlveda, el río Duratón ha establecido su curso y ha excavado su valle a lo largo de casi 34 km, desde el paraje de Peñuela, a 930 m de altitud, pocos metros después de su confluencia con el valle del Serrano, hasta la Presa de Burgomillodo (850 m), descendiendo por tanto 80 m con un gradiente de pendiente aproximado del 0,24%. El resultado geomorfológico de la excavación realizada ha sido el modelado de un cañón profundo, en especial sobre las series dolomíticas del complejo morfolitológico “dolomítico-masivo”, cuyo rasgo más sobresaliente -al que debe finalmente su nombre de “Hoces”- es la configuración de su trazado constituido en su mayor parte por meandros encajados. Este patrón meandriforme del valle se expresa -como se indicó anteriormente- en el alto índice medio de sinuosidad registrado en él: 1,62,

con algunos tramos que superan 2,20. Dicho índice es mayor que el que presenta el canal actual, el cual no pasa de 1,07 (Tabla III.1).

	Tramos de las Hoces del Duratón						
	<i>Giriego</i>	<i>Santa Cruz</i>	<i>Sepúlveda</i>	<i>Villar de Sobrepeña</i>	<i>Molinilla</i>	<i>Ermita San Frutos</i>	<i>Burgomillodo</i>
Longitud media del valle	2.427,46	2.001,31	9.808,36	4.165,31	3.894,33	7.864,5	1.378
Longitud del canal	3.001,27	2.522,84	10.173,18	4.359,34	4.185,5	7.955,04	1.461,85
Distancia aérea más corta	2.019,49	1.767,83	5.512,47	3.007,24	2.239,45	3.530,78	1.206,81
Índice de sinuosidad total del valle	1,20	1,13	1,78	1,39	1,74	2,23	1,14
Índice de sinuosidad total del canal	1,49	1,43	1,85	1,45	1,87	2,25	1,21
Índice de sinuosidad medio del canal	1,24	1,26	1,04	1,05	1,07	1,01	1,06

Tabla III.1. Valores de sinuosidad según los tramos de valle diferenciados en las Hoces del Duratón

Además de las continuas inflexiones derivadas de su trazado meandriforme, la trayectoria del valle cambia bruscamente de dirección varias veces, pudiendo tener alguno de estos giros un cierto control estructural (Fig. III.19). Así, el desarrollo de las Hoces del Duratón se inicia en el borde suroriental del monoclinial de Sepúlveda a la altura de Giriega, donde el valle presenta una dirección SE-NW y, tras un corto recorrido en el que ésta se mantiene, atraviesa la flexión de Sepúlveda (que enlaza el homónimo monoclinial de Villaseca). Desde aproximadamente este punto cambia bruscamente de rumbo, adoptando un trazado ENE-WSW, paralelo al eje de la citada flexión, encajándose el valle en el borde meridional del monoclinial de Villaseca, si bien, dado su trazado fuertemente sinuoso, ocasionalmente la cara externa de algunos meandros llega a morder la charnela sinclinal y el flanco septentrional de la antes citada flexión. Esto ocurre desde el puente de Talcano hasta la altura del Villar de Sobrepeña, a partir de donde el valle comienza a alejarse progresivamente del eje del pliegue, el cual se incurva hacia el SW. De este modo el valle en el sector de su confluencia con el San Juan y hasta el meandro de N^a S^a de La Calleja se desplaza muy ligeramente hacia el N y, sin abandonar su rumbo general WSW-ENE, se desarrolla en el extremo suroccidental del monoclinial de Villaseca. Finalmente, desde el citado meandro y hasta la presa de Burgomillodo, el trazado del valle cambia de forma brusca a una trayectoria SSE-NNW, próxima a la que presentaba al iniciar su encajamiento sobre el macizo de Sepúlveda, desarrollándose la parte final de las Hoces en el extremo occidental del monoclinial de Aldehuela-Hinojosas del Cerro.

Estos cambios de dirección en el trazado del valle se acompañan generalmente de diferencias acusadas en la morfometría de su sección transversal (anchura y profundidad). De este modo puede decirse que las características morfométricas generales de las Hoces del Duratón están en mayor o menor medida controladas por la estructura tectónica, pero también en algunos tramos es muy clara la influencia de la combinación de varios complejos litológicos. Teniendo en cuenta la dirección o trayectoria del valle y su posición dentro del marco estructural y litológico en el que el río se ha encajado, es posible reconocer y diferenciar en las Hoces del Duratón diferentes tramos que presentan rasgos morfométricos y morfológicos específicos

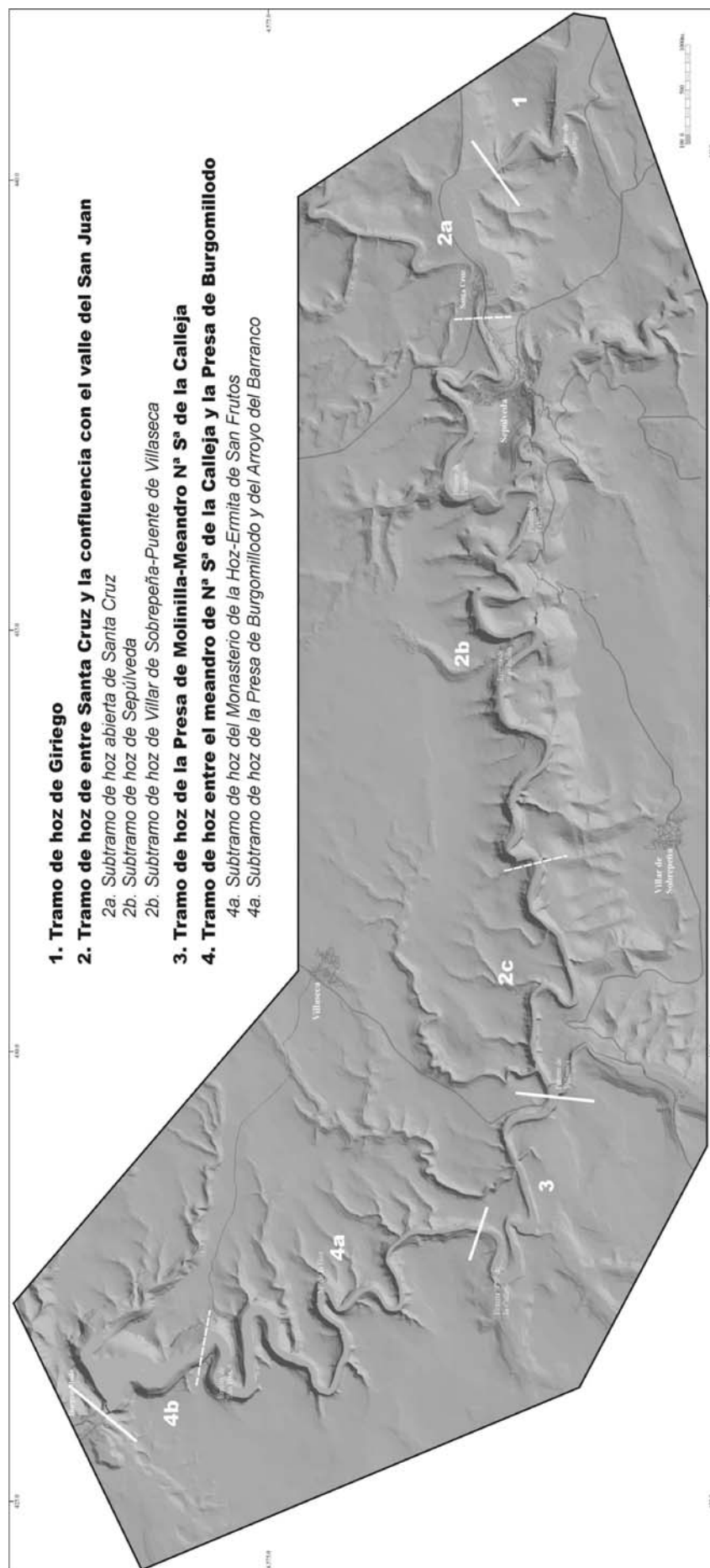


Figura III. 19. Imagen tridimensional de las Hoces del Duratón en la que se muestra la subdivisión por tramos

III.2.1.4.1. El tramo de Hoz de Giriego.

Este tramo, que constituye el comienzo de las Hoces del Duratón, se abre en el borde oriental del pliegue de Sepúlveda, cuyas capas cretácicas y oligocenas dibujan un cierre periclinal hasta sumergirse bajo materiales miocenos. En él la configuración morfográfica del valle es semejante a la descrita en la hoz-combe de Sepúlveda abierta unos 2 km al W por el río Caslilla, aunque en este caso el trecho de hoz excavado por el Duratón es más corto (algo menos de 2,5 km de longitud). Siguiendo un rumbo general SE-NW este río corta transversalmente el flanco meridional del indicado pliegue, que aparece como un amplio monoclinal arrasado y basculado hacia el SE. Esta morfoestructura se levanta, pues, de 960 a 1040 m en sentido opuesto al sentido de flujo del río, de modo que éste ha modelado la hoz sobre los estratos cretácicos, de naturaleza y resistencia contrastada, que se suceden o van aflorando a medida que el río progresa hacia el NW y la profundidad de su valle se va haciendo mayor también. Dentro de este contexto, el valle se encaja inicialmente sobre el complejo “conglomerático y arcilloso” del Oligoceno y sobre el “dolomítico-margoso” del Cretácico (Fig. III.20), modelando sobre ellos un valle del tipo de las hoces abiertas caracterizado por su escasa profundidad, entre 30-50 m, y por una anchura de unos 700 m, de los cuales aproximadamente 200 m corresponden al fondo aluvial.

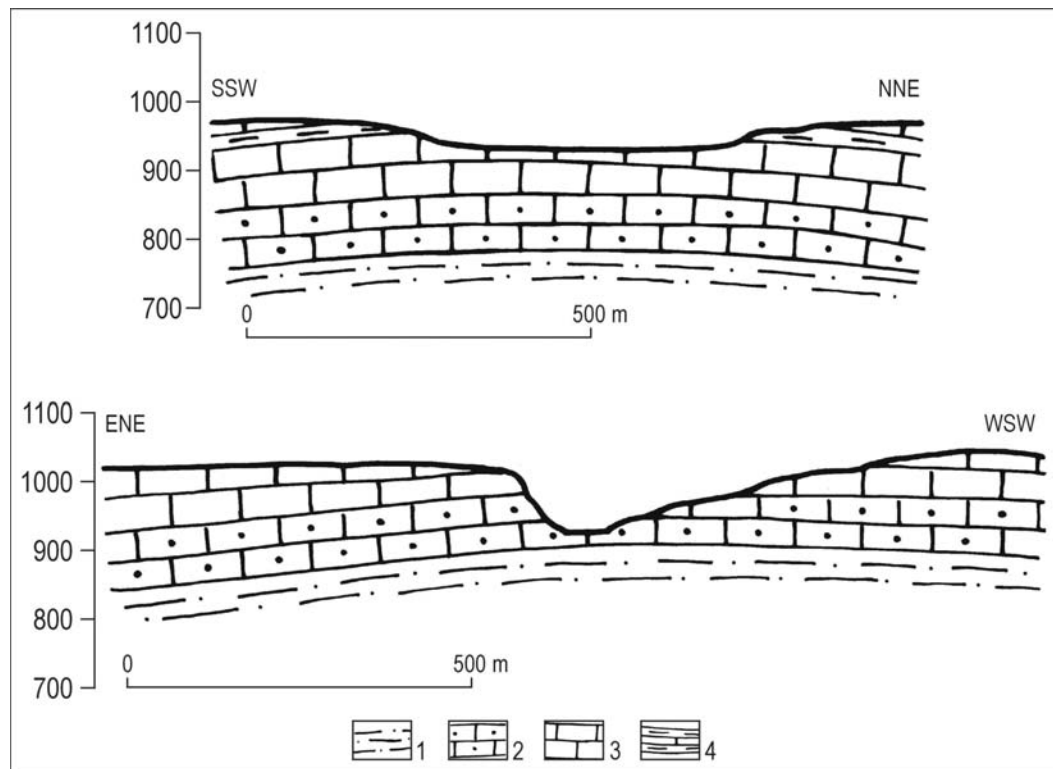


Fig. III.20. Contexto litoestructural en el que se modelan las Hoces del Duratón en el tramo de Giriego. 1. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 2. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 3. Dolomías masivas del Cretácico superior; 4. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior; 4. Dolomías tableadas y margas del cretácico superior.

En cuanto el curso fluvial alcanza y comienza a excavar los materiales del complejo “dolomítico masivo” se modela un cañón mixto, abierto en la parte superior y estrecho en la inferior, observándose en el contacto entre éste y el “dolomítico-margoso” algunos rellanos, cuya superficie aparece recubierta de forma dispersa por cantos rodados de cuarzo (que se han considerado restos de un nivel aluvial situado a + 55-60 m del fondo actual).

La paulatina desaparición de las dolomías y margas aguas abajo hace que el valle se transforme en una hoz estrecha típica, con una anchura entre 400-500 m y una amplitud del fondo que se reduce progresivamente desde los 60 a los 30 m. Las vertientes de este corto sector, cuyo desnivel o profundidad llega a alcanzar los 90-100 m, muestran una combinación de escarpes y taludes, controlados por la morfodinámica fluvial. Las laderas más cortas con escarpes pronunciados se localizan en la margen cóncava de los meandros, mientras que las opuestas, modeladas en la cara convexa, son más largas y están constituidas desde su parte superior por una sucesión de taludes y pequeños escalones rocosos o escarpes bajos; solamente en la parte inferior de la ladera suele aparecer un escarpe de mayores dimensiones, que atestiguaría un encajamiento más reciente. En todo caso, en la actualidad -y como se verá al describir el modelado de las laderas- suele aparecer un talud coluvial basal, incluso en la margen cóncava de los meandros, que enlaza con el fondo aluvial. Esto parece indicar que la dinámica fluvial actual es incapaz de realizar ningún trabajo de zapa lateral significativo.

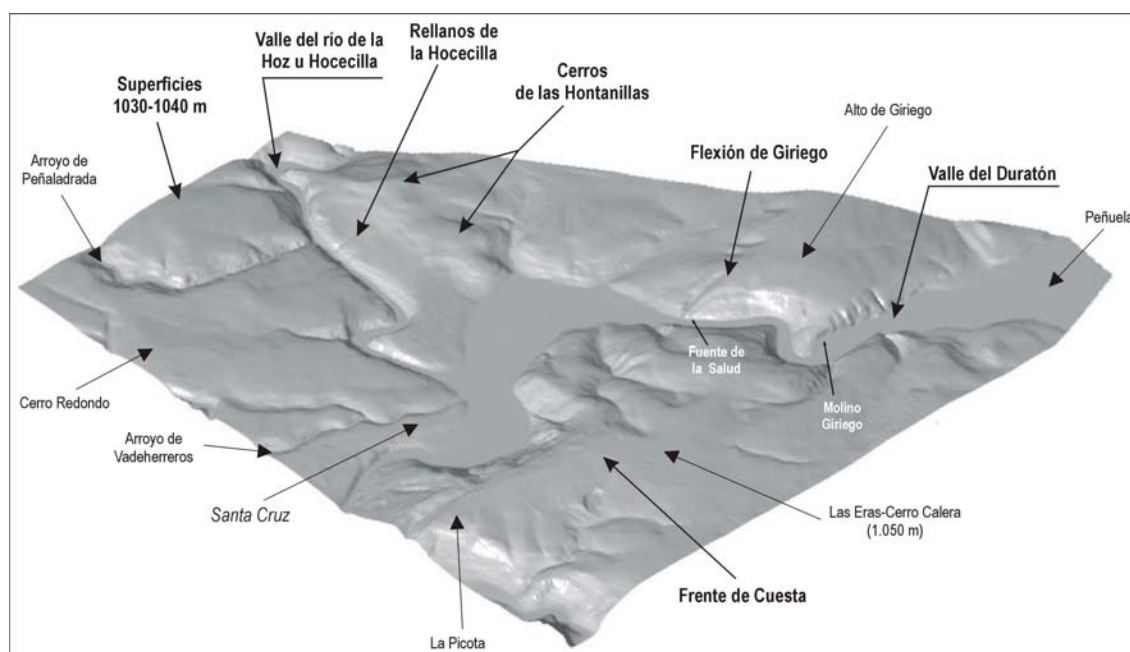


Fig. III.2I. Imagen tridimensional del tramo de hoz de Giriego y del subtramo de Santa Cruz

A diferencia de lo que ocurre en la hoz-combe de Sepúlveda, donde el río Caslilla excava durante un trecho importante los materiales del complejo “arenoso-silíceo inferior”, en el tramo de hoz de Giriego la acción excavadora del Duratón no ha llegado a alcanzar estos materiales de la base del Cretácico. Ello parece estar relacionado con la inmersión paulatina hacia el Este de la estructura tectónica de deformación, de modo que estos materiales se

encuentran a mayor profundidad al tiempo que el arrasamiento posterior ha respetado el espesor de la mayor parte de los estratos carbonatados cretácicos. Así, sin que se den las condiciones para el modelado de una combe, el valle mantiene su carácter de hoz estrecha cuando las dolomías masivas terminan dibujando una violenta flexión o pliegue en rodilla.

III.2.1.4.2. El tramo de Hoz entre Santa Cruz y la confluencia con el valle del San Juan

Es éste el tramo de hoz en que, con una dirección ENE-WSW, el río Duratón se encaja en disposición longitudinal al eje del cabalgamiento o falla inversa de Sepúlveda, abriendo un valle subsecuente a dicha estructura. Este accidente tectónico -como se ha visto reiteradamente- se manifiesta en la cobertera cretácico-paleógena por medio de una franja muy fuertemente plegada cuyo componente fundamental es una flexión o pliegue en rodilla, cuyo eje se puede seguir a lo largo de más de 15 km. En dicha flexión, donde las charnelas anticlinal y sinclinal separadas por un corto y verticalizado flanco norte se hallan muy próximas entre sí, los flancos meridionales son mucho más extensos y muestran un suave buzamiento en torno a los 10°; en concreto, al S de la charnela anticlinal se desarrolla el flanco asociado al pliegue de Sepúlveda, mientras que a partir del eje de la charnela sinclinal se extendería, hacia el N, el flanco o monoclinal asociado al pliegue de Villaseca. Dentro de este peculiar marco estructural, el río Duratón ha excavado este segundo tramo de las hoces en el extremo meridional del monoclinal de Villaseca paralelo y muy próximo a la flexión o pliegue en rodilla; e incluso en ocasiones llega a incidir sobre el propio eje de la charnela sinclinal. Dado que las acciones erosivas han producido también un desmantelamiento casi total de la charnela anticlinal y del flanco Norte, verticalizado y adelgazado por los esfuerzos tectónicos, el meridional del pliegue de Sepúlveda aparece como un vasto monoclinal o cuesta, cuyo frente se levanta considerablemente sobre la hoz propiamente dicha. Puede decirse, por tanto, que este tramo de las Hoces del Duratón se encuentra encajado o enmarcado dentro de una depresión más amplia, a modo de pasillo subsecuente cuya vertiente meridional (situada en la margen izquierda del río) está culminada -como se acaba de explicar- por el frente del monoclinal de Sepúlveda y cuya vertiente septentrional (situada en la margen derecha) corresponde al dorso del monoclinal de Villaseca (Fig. III.22).

Junto con esta disposición tectónica general, otros condicionantes estructurales han determinado finalmente las características morfométricas de este tramo de valle y han influido posiblemente en su evolución. El primero de ellos es la estructura semidomática de las escamas o bloques cabalgantes recubiertos por las series cretácico-paleógenas, las cuales acusan un mayor salto o levantamiento en su sector central, mientras que éste descende paulatinamente hacia sus extremos; la presencia de inmersiones laterales suaves (inferiores a 5°) ha hecho que el arrasamiento generalizado de la cobertera sea notablemente desigual, conservándose un menor volumen de ella en los sectores centrales, que experimentaron un mayor levantamiento y fueron también en consecuencia los más intensos y precozmente

afectados por la erosión. El segundo de los condicionantes es la incurvación progresiva del eje del pliegue en rodilla de Sepúlveda hacia el SW a partir de Villar de Sobrepeña, el cual supone un alejamiento de la hoz propiamente dicha respecto a éste y un encuadre más pleno de la misma en el dorso del monoclinal de Villaseca.

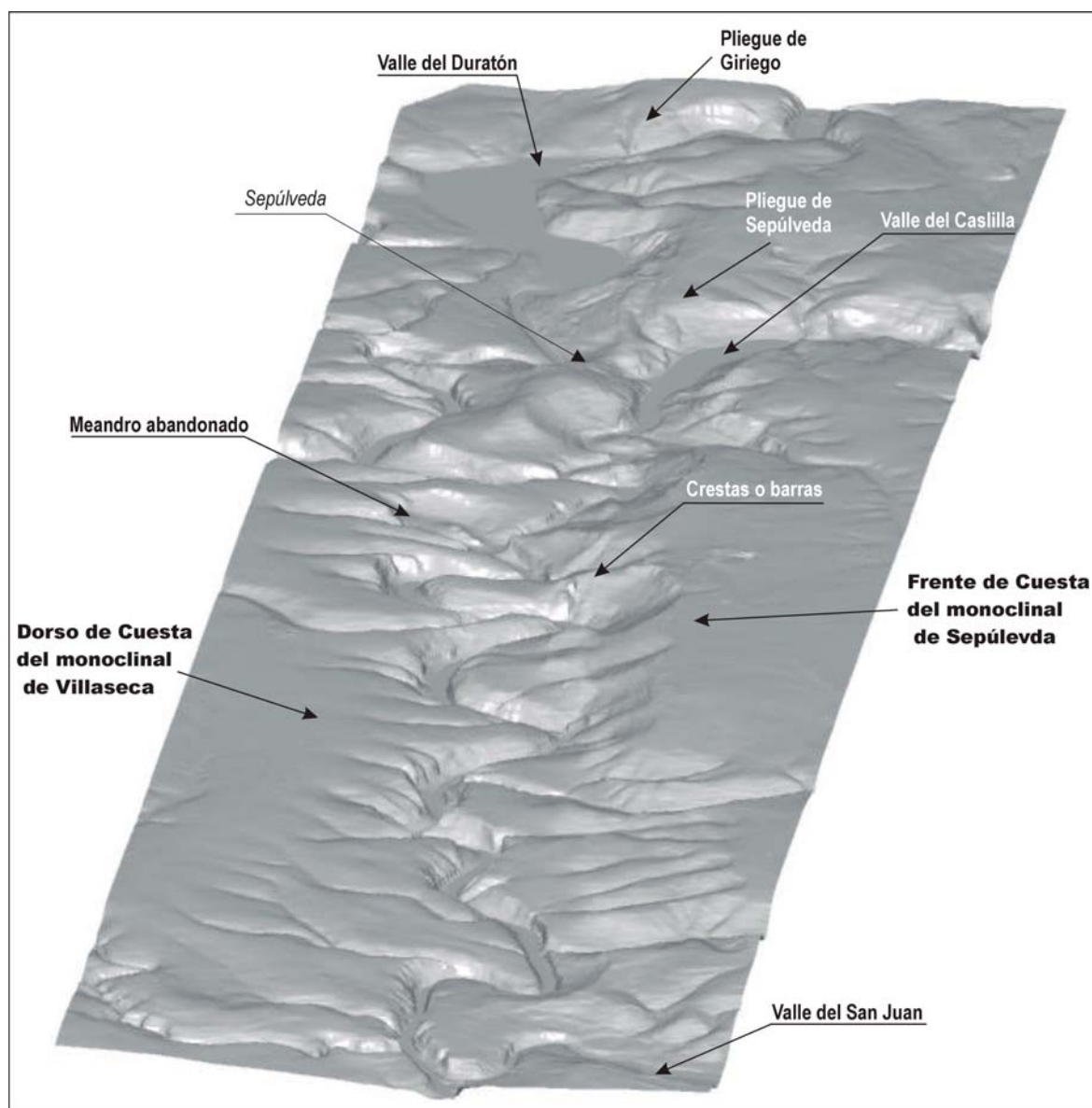


Fig. III.22. Imagen tridimensional de las Hoces del Duratón entre la flexión de Giriego y la confluencia con la hoz del San Juan

A lo largo de 10,2 km en línea recta, este tramo de hoz modelado por el Duratón entre Santa Cruz y la confluencia del río San Juan suma una longitud de casi 16 km, lo que pone de manifiesto un trazado meandriforme, con un índice de sinuosidad de 1,56, si bien el canal actual encajado en un fondo de apenas 20-40 m de anchura, alcanza una longitud de unos 17 km y un índice de sinuosidad medio 1,06. Teniendo en cuenta los condicionantes litoestructurales antes descritos puede dividirse, para facilitar su análisis, en tres subtramos: el de la “hoz abierta de Santa Cruz”, correspondiente al extremo oriental donde

la incisión fluvial llega a afectar directamente a la flexión; el de la “hoz de Sepúlveda”, que se corresponde con el sector donde la estructura experimentó un mayor levantamiento tectónico; y finalmente el de la “hoz de Villar de Sobrepeña”, que se inicia a partir de donde se manifiesta con claridad el declive de la estructura hacia el W así como la progresiva incurvación hacia el SW del eje de la flexión.

III.2.1.4.2.1. El subtramo de Hoz abierta de Santa Cruz

A la salida de la hoz de Giriego el curso del Duratón describe un amplio meandro, tomando a partir de él un rumbo general hacia el SW que marca el inicio de la adaptación del trazado del valle a una dirección más o menos paralela al eje de la flexión de Sepúlveda. Desde un punto de vista morfoestructural y morfotitológico, el corto tramo de la hoz que se desarrolla inmediatamente aguas abajo del citado meandro (apenas 2 km) es relativamente complejo, ya que se ha excavado en el extremo suroriental del dorso del monoclinial de Villaseca y en el núcleo del pliegue en rodilla, cuya charnela anticlinal -desmantelada en su parte superior- enlaza con el flanco meridional, que, como se ha dicho, constituye también un extenso monoclinial (Fig. III.23). El frente de este monoclinial de Sepúlveda se levanta hasta los 1045-1040 m y está coronado por potentes bancos calcáreos pertenecientes al complejo de “las dolomías masivas”, los cuales conectan con el complejo superior del Cretácico dominado por las unidades dolomíticas y margosas. Aunque estos últimos materiales culminan estratigráficamente la serie del Cretácico superior, se encuentran ocupando una posición media o relativamente baja en las vertiente del valle. Esta ubicación, que -como se verá- se mantiene a lo largo de este tramo, se debe, por un lado, a que están cobijados en la charnela sinclinal del pliegue, que enlaza con el borde meridional del monoclinial de Villaseca y, por otro, a que este borde oriental de la estructura registra un levantamiento menor como consecuencia de la disminución del salto de la falla hacia los extremos, lo cual hace posible que el arrasamiento posterior sufrido por las series cretácicas haya respetado incluso a las más modernas, permitiendo un afloramiento mayor de los mismas.

Al atravesar esta peculiar estructura plegada el valle se desarrolla inicialmente sobre las dolomías y margas, modelando un valle abierto en el que no se aprecia un encajamiento neto y cuyo rasgo más sobresaliente es un fondo notablemente amplio (entre 200 y 300 m) dentro del cual el cauce actual describe una serie de meandros más o menos tortuosos, que arrojan un índice de sinuosidad de 1,26. Posteriormente, a partir del pueblo de Santa Cruz el río Duratón se encaja ya nítidamente unos pocos metros (del orden de 15-25 m) sobre las dolomías masivas que comienzan a aflorar, estrechándose considerablemente el valle a la vez que la extensión del fondo disminuye a poco más de 30 m. Estos rasgos o dimensiones, propios de una hoz o cañón propiamente dicho aún incipientemente encajado, sólo son atribuibles a la parte inferior del perfil, que se engloba dentro de un valle con dimensiones mayores y con una

marcada disimetría transversal relacionada tanto con la estructura tectónica como -según se verá- con la propia morfogénesis fluvial.

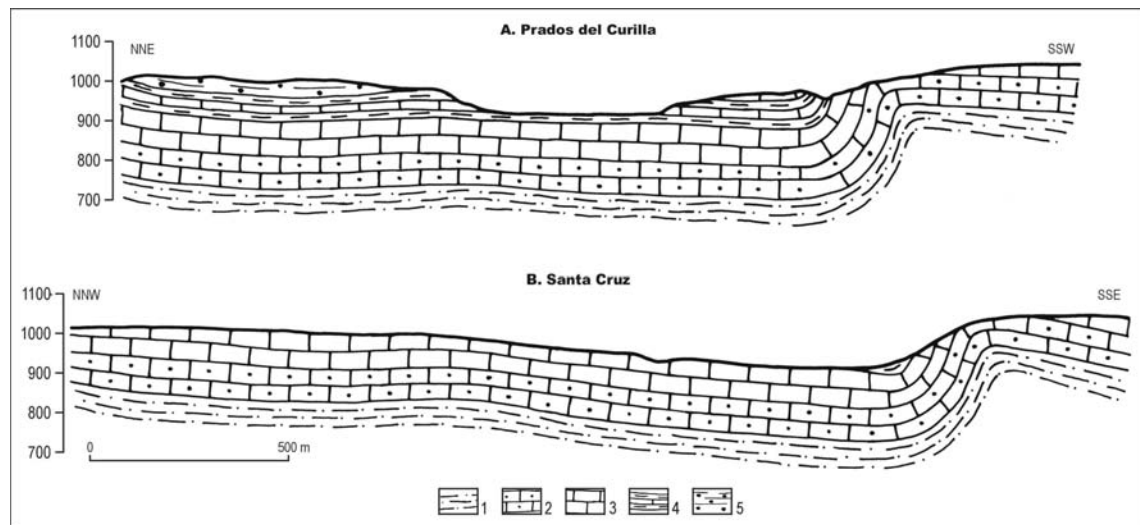


Fig. III.23. Contexto litoestructural en el que se modelan las Hoces del Duratón en el subtramo de Santa Cruz. 1. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 2. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 3. Dolomías masivas del Cretácico superior; 4. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior; 5. Conglomerados calcáreos y arcillas rojas.

La anchura total del valle es variable y oscila entre los 1500 y los 3000 m, de los cuales la mayor parte se corresponden con la vertiente derecha, pues la izquierda sólo representa aproximadamente entre un 10 y un 30% del total (Fig. III.21). Esta ladera más corta presenta sin embargo mayor pendiente y desnivel, estando coronada por el frente del monoclinal de Sepúlveda, que -como se ha dicho- culmina en torno a los 1040-1045 m, levantándose respecto al fondo del valle unos 125-130 m. Inmediatamente por debajo, el perfil se hace convexo-rectilíneo y suave (del orden de unos 10° de pendiente) pero aparece interrumpido por la presencia de crestas o espigones agudos (*hogbacks*), relacionados con la degradación del flanco N invertido o verticalizado del pliegue. A partir de aquí y a resguardo del eje sinclinal, la ladera izquierda se modela sobre las dolomías y margas presentando una configuración algo más accidentada que varía en relación sobre todo con el acercamiento o alejamiento a ella del curso fluvial. Así, cuando se aleja, en el perfil aparecen rompiendo la uniformidad de la ladera rellanos asimilables a terrazas, pues conservan un depósito detrítico aluvial formado por abundantes cantos desgastados de cuarzo y cuarcita (se han reconocido dos niveles aluviales situados a +45-50 y a +25-30 m del fondo actual). Por el contrario, cuando el curso fluvial se aproxima, acercándose incluso al eje de la flexión, el perfil se define como un corto talud detrítico de fuerte pendiente (superior a 30°). Un camino rural paralelo al valle corta someramente la base de este talud y permite observar el depósito que lo forma, el cual está integrado por una acumulación de abundantes cantos angulosos calcáreos empastados en una matriz arcillosa.

Por su parte, la vertiente derecha se labra enteramente en el borde suroriental del dorso del monoclinial de Villaseca. Aunque en general presenta un perfil más sencillo, este se encuentra roto por el encajamiento en ella del río de la Hoz, afluente alóctono del Duratón que tiene su cabecera en los relieves de la Serrezuela y en su tramo final excava este borde del Macizo de Sepúlveda, modelando una profunda hoz (la “Hocecilla”, como habitualmente se la nombra); así mismo otros cursos secundarios, como el arroyo de Valdeherreros, autóctonos en este caso pues nacen en el frente del monoclinial de Villaseca, surcan este sector abriendo otras pequeñas hoces que rompen la continuidad de la ladera en la margen derecha del Duratón.

Desde el inicio del tramo ahora analizado hasta la desembocadura del citado río de la Hoz, la vertiente correspondiente a esta margen presenta un perfil más corto, de unos 400 m, y se modela sobre el complejo dolomítico-margoso y sobre unidades de conglomerados calcáreos. Estos últimos materiales forman cerros de cima aplanada (Cerro de las Hontanillas) y culminan la ladera tanto de esta margen del Duratón como de la margen izquierda de la Hocecilla. A partir de estos cerros y sobre las dolomías y margas se desarrollan taludes detríticos de fuerte pendiente (30°), a veces interrumpidos en su parte superior por pequeños escalones rocosos. En superficie presentan abundantes cantos calcáreos y se encuentran asimismo ligeramente acarcavados; también su morfología natural se encuentra modificada por la acción antrópica, reconociéndose la presencia de numerosos bancales. Estos taludes enlazan directamente con el fondo aluvial por donde fluye el Duratón dibujando una sección rectilíneo-cóncava, mientras que en el valle afluente de la Hocecilla conectan con estrechos rellanos estructurales modelados en el afloramiento del techo de las dolomías masivas, precediendo al encajamiento brusco y profundo del río de la Hoz (35-50 m). Es significativo añadir que los citados rellanos, situados a unos 35-40 m respecto al fondo de río, aparecen recubiertos por un profuso canturreal de cantos de cuarzo y cuarcita, cuya fuente -como se verá en el siguiente capítulo- no se sitúa exclusivamente en la sierra, sino que buena parte de ellos han sido presumiblemente arrastrados por este río de los afloramientos detríticos de la base del Cretácico superior que aparecen en el dorso de La Serrezuela.

Entre la confluencia de la Hocecilla y la del arroyo de Valdeherreros la morfometría y la morfografía de esta misma ladera derecha del valle del Duratón es en conjunto más sencilla, si bien, analizada en detalle, tiene un valor relevante para entender la evolución geomorfológica del río Duratón. Sin que sea fácil establecer su límite superior, toda ella, pese a estar modelada enteramente sobre el complejo “dolomítico masivo”, presenta un perfil suave y aparentemente continuo con una pendiente media de 6-8°. Sin embargo, un reconocimiento de campo detenido ha permitido apreciar la presencia de una serie de estrechas áreas más o menos aplanadas, a modo de escalones, las cuales en su mayoría conservan en superficie un canturreal constituido básicamente por cuarzos significativamente desgastados. Como se verá al analizar sus características sedimentológicas, se trata de depósitos de carácter fluvial acerca de los que es lógico pensar que corresponden a antiguos lechos del río Duratón o a viejos fondos de su valle.



Foto III.38. Detalle de la flexión de Giriego.



Foto III.39. Ladera de la margen derecha de las Hoces del Duratón en el subtramo de Santa Cruz, en la que se reconoce una serie de niveles de acumulación fluvial

Los niveles o replanos de origen fluvial más altos respecto al fondo actual del río aparecen en el propio límite superior de esta vertiente: A +115-120 m aparece un primer replano, sin depósito aluvial *sensu stricto* aunque hay algún cuarzo disperso, que presenta la morfología de un paleocauce (sin que se pueda establecer si corresponde a un antiguo tributario o a un viejo trazado del propio Duratón). Unos metros por debajo del anterior se encuentra un rellano relativamente más amplio que ya presenta en superficie un profuso depósito aluvial; se sitúa a +100-105 m y representa la primera aparición de un nivel de terraza que aparece con cierta frecuencia a lo largo de las Hoces y puede considerarse testigo de las primeras fases del encajamiento del Duratón. Además de los que se acaban de describir, se han reconocido otros cinco niveles en los que se conservan formaciones aluviales con abundantes cuarzos y cuarcitas; sus alturas relativas son + 85-90, + 62-67, + 50, + 25-30 y + 12-15 m. Este último enlaza de forma suave o través de pequeños escarpes con el fondo aluvial del valle, que - como se dijo anteriormente- es bastante amplio y está constituido prioritariamente por limos y arenas finas. En él se encaja el canal o lecho actual, cuya anchura oscila entre 10 y 15 m y cuya profundidad es de 2-3 m (Fig. III.24).

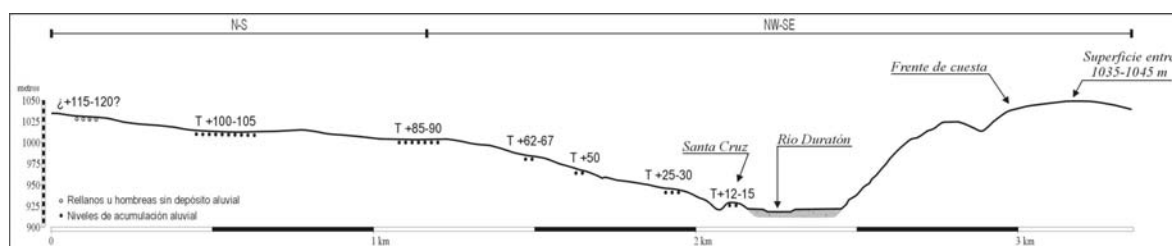


Fig. III.24. Sección morfotopográfica transversal de las Hoces del Duratón en el subtramo de Santa Cruz

Estos niveles, separados por pequeñas inflexiones en el suave perfil de la ladera, vienen a representar una secuencia bastante completa a partir de la que interpretar la morfogénesis fluvial del río Duratón. Y, dado que se suceden a lo largo de casi 2000 m, marcan también el sentido y el valor del desplazamiento lateral sufrido por el río en este sector antes de encajarse definitivamente en las dolomías masivas, lo que se produce a partir del núcleo de población de Santa Cruz.

III.2.1.4.2.2. El subtramo de Hoz de Sepúlveda

Desde la villa de Sepúlveda hasta aproximadamente el paraje conocido como “Las Cumbres” o “Cerro de Valdemuelas”, este segmento de hoz se abre en el área donde el cabalgamiento presenta un mayor salto vertical, es decir en la parte central de la estructura semidomática donde la cobertera cretácico-paleógena experimentó una mayor elevación y como consecuencia de ello la erosión arrasó un mayor espesor de la misma, haciendo desaparecer los conjuntos litoestratigráficos más recientes (Fig. III.25). Dentro de este marco estructural y tectónico el río Duratón continúa con un rumbo longitudinal o subsecuente a esta estructura plegada de Sepúlveda, modelando un valle cuyos rasgos morfográficos son

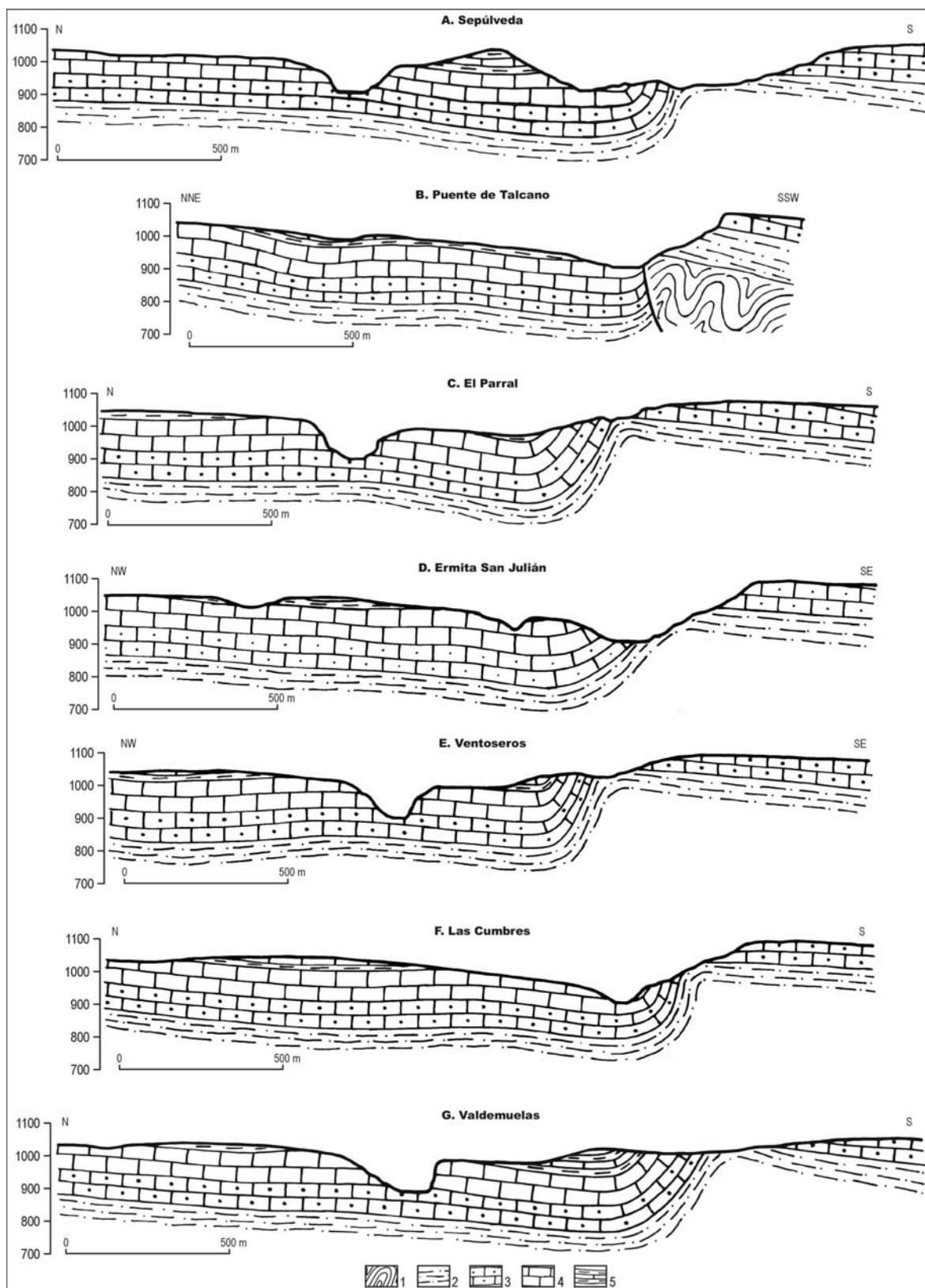


Fig. III.25. Contexto litoestructural en el que se modelan las Hoces del Duratón en el subtramo de Sepúlveda-Villar de Sobrepeña. 1. Gneises glandulares; 2. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 3. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 4. Dolomías masivas del Cretácico superior; 5. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior.

parecidos a los de la denominada “combe de Sepúlveda”, abierta por el río Caslilla antes de su confluencia con aquél. La principal diferencia estriba en que en éste la erosión fluvial ha vaciado el núcleo anticlinal del pliegue en un tramo muy corto, mientras que el Duratón se encaja profundamente adosado al borde meridional del reverso del monoclinal de Villaseca. No obstante, su trazado meandriforme y la proximidad al eje del citado pliegue, ha supuesto que la cara externa de algunos de sus amplios meandros haya llegado a excavar el eje sinclinal e incluso a dismantelar parcialmente su flanco Norte, alcanzando así su charnela anticlinal y haciendo aflorar los materiales más antiguos de la serie del Cretácico superior correspondientes al complejo morfolitológico “arenoso silíceo inferior”, e incluso puntualmente los del zócalo metamórfico, como ocurre algunos metros aguas abajo de la confluencia del río Caslilla en el Duratón frente a la antigua Fabrica de la Luz. Esta destrucción prácticamente total del eje anticlinal del pliegue en rodilla de Sepúlveda ha resaltado el aspecto de cuesta de su flanco meridional, cuyo frente, que culmina sobre el complejo “dolomítico masivo” a alturas entre los 1060 y los casi 1090 m (entre los parajes del Alto de Redilón y el Alto de Las Canteras o Las Cumbres) se levanta respecto al borde meridional del monoclinal de Villaseca, donde se encaja -como se ha dicho- la hoz del Duratón propiamente dicha, entre 80 y 100 m (Fig. III.26).

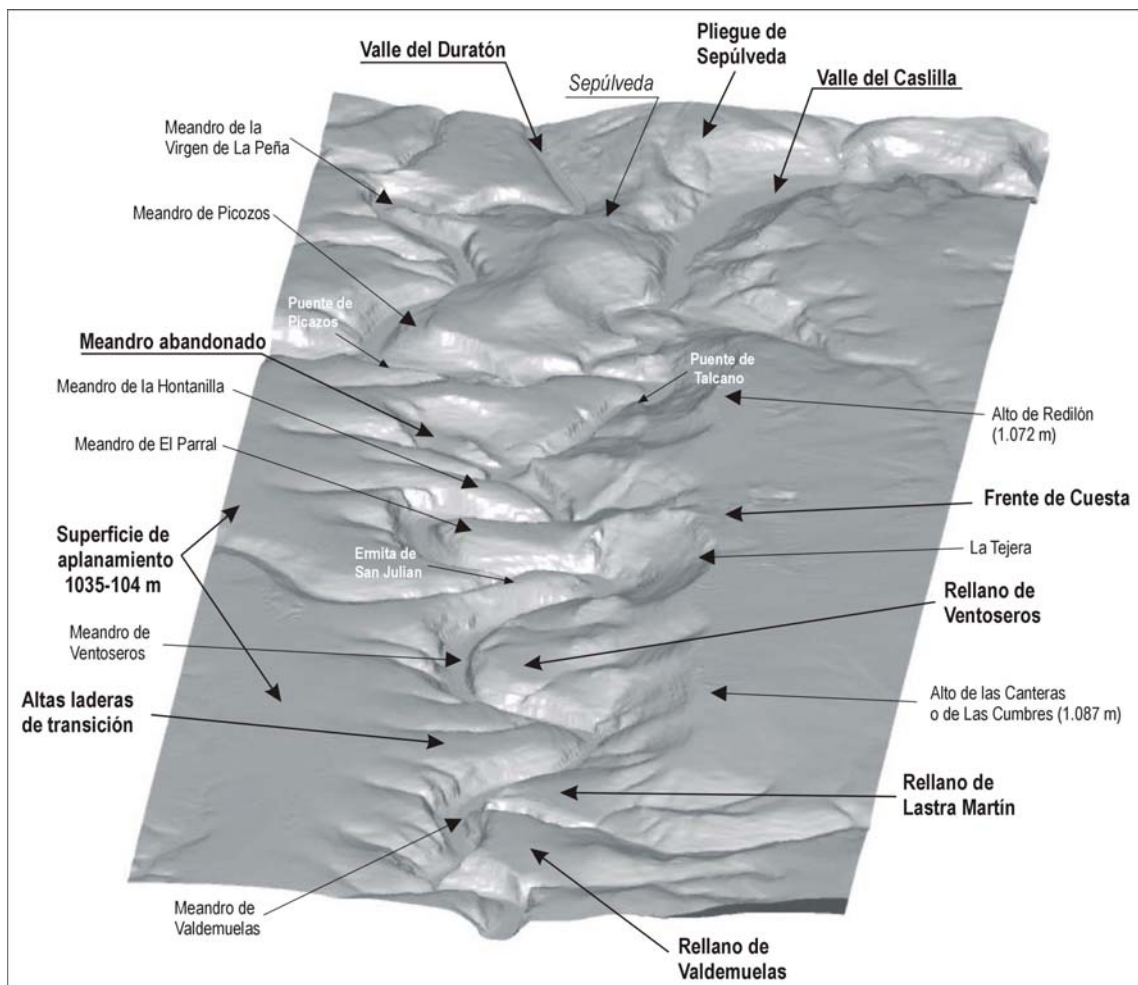


Fig. III.26. Imagen tridimensional de la hoz del Duratón en el subtramo de Sepúlveda-Villar de Sobrepeña

Puede decirse, pues, que las características morfométricas y morfográficas de este subtramo del valle están condicionadas por el peculiar entramado morfoestructural y litológico que se ha descrito así como por el trazado meandriforme del río. En él, para cubrir una distancia en línea recta de aproximadamente 5,5 km, el Duratón emplea algo más de 10 km, describiendo meandros encajados, de amplio radio de curvatura y de cierta amplitud (próxima al kilómetro), que arrojan un índice de sinuosidad de 1,78. Esta dinámica meandriforme tiene su mejor expresión en la presencia de un meandro abandonado en las proximidades de Sepúlveda, cuyo fondo situado a +12-15 m del actual, confirma que la zapa lateral efectuada en la cara externa de los meandros funcionó activamente hasta épocas muy recientes.

Puede considerarse igualmente que en este sector el valle excavado por el río Duratón es relativamente amplio: su anchura varía entre los 1200 y los 1600 m, de los cuales la hoz propiamente dicha tan sólo ocupa una anchura en torno a los 200-300 m. Por su parte las diferencias entre las laderas correspondientes a una y otra margen vienen establecidas por el patrón meandriforme de la hoz: la sucesión alternante de meandros determina localmente la amplitud de cada una de ellas, aunque de modo general el desarrollo de la vertiente derecha es menor que el de la izquierda. Estas últimas (orientadas al N) están coronadas por el frente de cuesta de Sepúlveda, modelado en las duras rocas del complejo “dolomítico masivo”, que en determinados lugares dan lugar a fuertes escarpes verticales con desniveles superiores a los 20 m, a partir del cual se extiende un amplio talud de fuerte pendiente (entre 25 y 30°) modelado sobre litología diversas, pero principalmente sobre el complejo arenoso-silíceo inferior del Cretácico, que alcanza un desarrollo de entre 200 y 300 metros hasta enlazar con el eje de la flexión o pliegue en rodilla, cuya charnela sinclinal y anticlinal -como se ha explicado- se hayan muy próximas entre sí definiendo un flanco norte sumamente verticalizado y en ocasiones volcado o invertido. El talud aparece entonces bruscamente interrumpido por el modelado estructural de crestas o barras rocosas (*hogbacks*) correspondientes a los restos del citado flanco. Estas formas, conocidas como “picozos”, alcanzan en este tramo de las Hoces del Duratón -y, como ya se ha señalado, en el vecino valle del Caslilla- una gran expresividad morfológica, apareciendo como una alineación discontinua de aristas o pináculos calcáreos, que descollan hacia el cielo en ocasiones unos 20 m. La indicada discontinuidad deriva igualmente de la sinuosidad del trazado fluvial.

Los meandros que se acercan más al eje del pliegue han acabado por erosionar el citado flanco norte de la flexión, desapareciendo entonces las crestas o “picozos” y enlazando el talud del frente de cuesta directamente con el fondo del valle. En los sectores donde esto ocurre (meandro del puente de Talcano, meandro de la ermita de San Julián) la amplitud de la vertiente se reduce considerablemente (300 m) al tiempo que su desnivel varía entre 160 y 180 m y la pendiente se hace superior a 35°. Por el contrario, cuando los meandros se alejan del eje de la flexión, e inciden enteramente en el dorso del monoclinal de Villaseca (meandro de El Parral, de Ventoseros o de Valdemuelas), la alineación de *hogbacks* se mantiene y da

paso a través de un corto talud regularizado, modelado sobre el complejo “dolomítico-margoso”, de perfil convexo-cóncavo y con pendiente moderada (15-18°), al desarrollo de rellanos litoestructurales (Fig. III.27). Con una extensión que oscila entre los 80 y los 150 m, éstos aparecen en el contacto del citado complejo litológico con el dolomítico masivo y prolongan significativamente la anchura de la vertiente izquierda del valle, la cual llega a alcanzar los 900 m al tiempo que el desnivel respecto al frente de cuesta se sitúa entre los 85 y los 110 m.

En su parte más próxima al borde de la hoz alguno de estos rellanos (rellanos de Valdemuelas y Lastra Martín, rellanos en el entorno de las proximidades del Sepúlveda) presentan restos de depósitos sueltos compuestos de cantos de cuarzo y cuarcita, cuyos rasgos sedimentológicos indican -como luego se verá- un origen fluvial. Así, en el amplio rellano estructural de Valdemuelas, dividido en dos por el barranco del mismo nombre, se han reconocido depósitos de este tipo situados a dos niveles. En la margen derecha del barranco se reconoce un nivel que se sitúa unos 16 m por debajo de la superficie culminante del citado rellano, colgado a + 65-75 m respecto al fondo del valle; y en la margen izquierda aparece, por su parte, un tenue recubrimiento superficial de cantos rodados de cuarzo justo en su borde del propio rellano más próximo a la hoz, cuya altura relativa respecto a su fondo es de + 85-95 m. También en el cerro alargado y estrecho modelado sobre las dolomías y margas que, junto a Sepúlveda, separa los valles del Casilla y del Duratón aparecen estos rellanos y en sus bordes se reconocen los mismos tapices superficiales de cantos de cuarzo situados igualmente a + 65-75 m y + 85-95 m (Fig. III.28).

La presencia en ellos de estos depósitos de facies fluvial ha llevado a relacionar los referidos rellanos con el fondo de un paleovalle del Duratón, originariamente rectilíneo y adaptado a la estructura tectónica, previo a la excavación dentro de él de las sinuosas Hoces (ERASO *et al.*, 1980; BULLÓN MATA *et al.*, 1978; DIEZ HERRERO *et al.*, 1996). Aunque la sedimentación de estos depósitos atestigua posiblemente una fase de estabilización del río al comenzar a incidir sobre el sustrato más duro constituido por las dolomías masivas, no parece -de acuerdo con las observaciones realizadas en este trabajo, que más adelante se expondrán y analizarán pormenorizadamente- que correspondan a un antiguo y continuo fondo aluvial. De acuerdo con dichas observaciones los rellanos tienen un evidente control litológico y estructural, aunque en ellos de forma local o episódica la corriente fluvial, a lo largo del dilatado proceso de modelado de su valle, pudo dejar algún depósito. En todo caso, a partir de estas áreas aplanadas se produce una nítida ruptura de pendiente a partir de la que se produce el encajamiento del cañón propiamente dicho, cuyas laderas de esta margen izquierda, con pendiente contraria al buzamiento de los estratos dolomíticos masivos, son abruptas y escarpadas y salvan un desnivel de 75-90 m hasta alcanzar el fondo del valle en apenas 50-100 m.

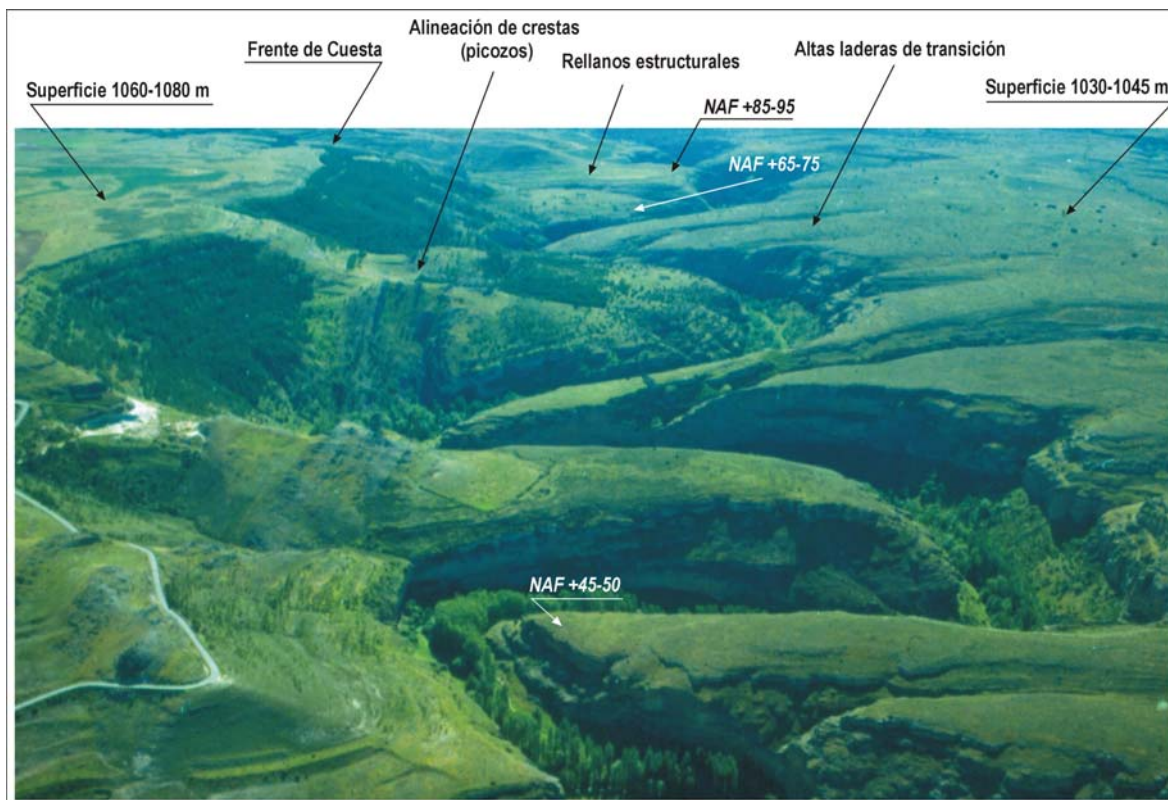


Fig. III.27. Fotografía oblicua que muestra los principales elementos geomorfológicos del subtramo de hoz entre el meandro de El Parral (en primer término) y el meandro de Valdemuelas (al fondo). Foto: Paisajes Españoles, s.a.



Fig. III.28. Fotografía oblicua del entorno de Sepúlveda. A-B. Corte de la figura III.29. Foto: Paisajes Españoles, s.a

El perfil morfológico que más se repite en estas laderas se inicia en su parte somital con una sucesión de escalones rocosos o de pequeños escarpes interrumpidos por estrechos taludes de derrubios con pendientes de 10 a 15° (éstos, al estar localizados en posición de umbría, sustentan un pastizal espeso, húmedo y verde que contrasta -como se verá- con la ladera opuesta). Por debajo de ella se desarrolla un gran escarpe vertical o extraplomado (excavado en su parte inferior) con un desnivel generalmente superior a 50 m, a partir del cual se desarrolla un talud de derrubios de mayor pendiente que enlaza con el fondo de la hoz. En ocasiones este escarpe puede estar desdoblado en dos, con una estrecha repisa o un

talud intermedio, o puede enlazar directamente con el fondo. Esta morfología que se acaba de describir es típica de los meandros de amplio radio de curvatura que constituyen este tramo (meandro de El Parral, Ventoseros o Valdemuelas), en los que las laderas de la margen cóncava están orientadas al N y donde el lecho discurre por el medio del estrecho fondo. Este perfil presenta variantes significativas controladas por la posición del indicado lecho cuando no ocupa una posición central dentro del fondo aluvial. Cuando -como se observa en algunos trechos- éste se encuentra adosado a la vertiente, zapa la base de los escarpes (donde generalmente se desarrolla un abrigo o “balma”) y éstos ocupan la práctica totalidad de la ladera, a veces interrumpidos por estrechas repisas o taludes de fuerte pendiente (35°). Por el contrario, cuando el canal se aleja hacia la vertiente opuesta, la ladera es más extensa y se modela alternando escarpes pequeños o medianos o áreas rocosas con taludes detríticos, e incluso -como ocurre en los alrededores de Sepúlveda en el camino romano que se dirige desde La Puerta de la Fuerza hasta el puente de Picazos- se han reconocido varios rellanos que conservan un depósito aluvial (a + 40 y + 18-20 m del cauce actual).

El perfil o sección de las vertientes de la margen derecha muestra, por su parte, una mayor simplicidad, modelándose enteramente en el borde meridional del dorso del monoclinal o cuesta de Villaseca y en consonancia con el buzamiento que en él presentan los estratos dolomíticos. Puede establecerse el inicio de este perfil en la amplia superficie de aplanamiento o de ablación kárstica (superficie de 1035-1045 m), que constituye -como se explicó al analizar el relieve de las unidades morfoestructurales- la culminación de la margen derecha del las hoces del Duratón, adquiriendo en este tramo de valle paralelo a la flexión de Sepúlveda su máximo desarrollo y amplitud. A partir de dicha superficie, que se prolonga ligeramente inclinada en dirección paralela a este tramo del valle y se mantiene en torno a 150 m sobre el fondo del mismo, arrancan laderas o vertientes cuyo perfil rectilíneo y de suave pendiente (inferior a 10°) enlaza a través de una brusca ruptura de pendiente con el encajamiento profundo del cañón, que ha dado lugar a vertientes cortas pero abruptas y enérgicas. Puede decirse, por tanto, que estas altas laderas iniciales constituyen áreas de transición entre la superficie de aplanamiento culminante y las laderas propiamente dichas de la hoz o cañón. Su extensión y desnivel es variable y depende de si se ubican en la margen interna o externa de los meandros: en el primer caso, alcanzan un notable desarrollo, llegando a los 600-800 m de ancho, y salvan un desnivel de 60-70 m; en el segundo, se acortan considerablemente hasta los 200-400 m a la vez que se reduce su desnivel a unos 25-30 m.

En detalle, el perfil de estas altas laderas muestra pequeñas inflexiones o rupturas suaves de pendiente motivadas por la presencia de pequeñas y estrechas áreas aplanadas. Estos retazos llanos forman a modo de estrechas “hombreras”, que por lo general no conservan depósito fluvial alguno, y quedan colgadas a + 120-130 m del fondo actual, localizándose con cierta claridad en los sectores correspondientes a la margen externa de los meandros y muy próximas al borde actual de la hoz. También sobre estas laderas de transición, cuando están

modeladas en la margen interna o convexa de los meandros, se reconocen varios niveles planos, que sí presentan un recubrimiento superficial suelto de presumible origen fluvial.

La secuencia más completa se preserva en la ladera situada entre la confluencia del Castilla y el meandro abandonado, a la cual se puede acceder por el puente romano de Talcano; en ella se han podido diferenciar seis niveles situados a + 3-5 m, + 12-15 m, + 45-50 m, + 55-60 m, + 65-75 m y + 85-95 m (Fig. III.29). Los comprendidos entre + 45 y + 75 han sido difíciles de separar, debido a que la ladera es suave y en superficie se encuentra derrumbada por una gran cantidad de cantos de cuarzo, sin que se aprecien apenas pequeñas rupturas de pendiente que pudieran marcar los límites de cada nivel; ha sido la abundancia de éstos la que ha servido de base principal para su diferenciación. No se ha tenido este problema con el más elevado de estos niveles, que aparece localizado, a + 85-95 m, por encima de las vertientes que culminan el meandro abandonado y que es posiblemente el enclave que mejor conserva tanto la morfología como las dimensiones que debió tener el fondo del valle del Duratón en sus fases iniciales. En concreto, este retazo de apenas 0,074 km² presenta una anchura de 95 m y está encajado levemente (unos 10-12 m) en una hombrera que precede a la superficie de aplanamiento de 1035-1045 m.

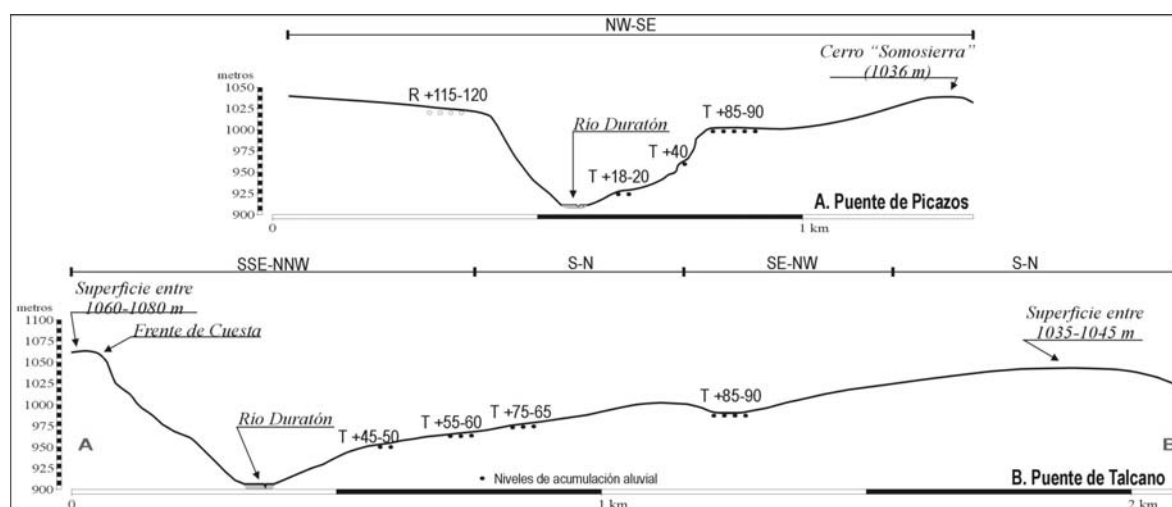


Fig. III.29. Secciones morfotopográficas transversales de la Hoz del Duratón en el entorno de Sepúlveda

Además de la secuencia de niveles de acumulación fluvial que se acaba de describir, se ha encontrado otro rellano con material de facies aluvial en el estrecho pedúnculo (a modo de península) del meandro de La Hontanilla, localizado entre el abandonado y el del Parral. Se trata de un típico depósito de cantos de cuarzo y cuarcita colgado a + 45-50 m acogido -como se ha dicho- en la cara interna o convexa del indicado meandro. Finalmente, junto a estos niveles de acumulación fluvial o terrazas más o menos degradadas aparecen también una serie de rellanos, que -aunque no conservan depósito fluvial- tienen alturas relativas respecto al fondo coincidentes con alguno de los niveles o terrazas señalados, por lo cual presumiblemente estarían relacionados con las diferentes fases de encajamiento y sedimentación del río.

Por debajo de estas altas laderas de transición (a veces retocadas -como se ha visto- por la presencia de hombreras o rellanos y de retazos de antiguos aluviones) se desarrollan en esta margen derecha las vertientes propiamente dichas de este tramo del cañón u hoz. Presentan éstas, al igual que las de la otra margen, una morfología dominada por la típica combinación de escarpes o cantiles y taludes, aunque en este caso se modelan a favor de la disposición tectónica. Y se caracterizan asimismo por su escasa anchura, entre 100 y 150 m y una profundidad superior a los 100 m cuando se han labrado en la parte externa o cóncava de los meandros e inferior a 60 m cuando lo están sobre la cara interna o convexa de los mismos. Y esta posición de la ladera con respecto al trazado meandriforme no influye sólo en las dimensiones sino también en el modelado de dos tipos de laderas.

La fisonomía de las laderas de la orilla cóncava de los meandros (meandro de La Virgen de La Peña, de Picozos, de El Parral, de Ventoseros y de Valdemuelas), orientadas principalmente al S, constan de tres partes claramente diferenciadas: una cornisa superior, un gran escarpe central y un talud reglado basal. La primera, degradada en una reiteración de escalones inferiores al metro, presenta en superficie una abundancia de cantos y bloques calcáreos y carece prácticamente de cubierta vegetal. El escarpe o paredón, que puede superar los 50 m de desnivel y que en ocasiones se desdobra en dos fuertes cantiles separados por una estrecha repisa o un talud detrítico, suele presentar huellas de diferentes modelados, unos vinculados con la gravedad (cicatrices de desprendimientos) y otros relacionados con la disolución kárstica del roquedo dolomítico (pequeñas oquedades, cuevas o conductos y varias alineaciones de abrigos o balmas). El talud reglado basal, que enlaza a través de una ruptura nítida con el fondo de la hoz, está formado por material coluvial calcáreo y presenta una gran continuidad y una amplitud que puede variar entre los 30 y los 85 m; en su superficie reposan localmente los grandes bloques desprendidos de las paredes, como puede observarse con claridad en el talud del meandro de Valdemuelas.

Las laderas del cañón desarrolladas en la orilla interna o convexa de los meandros son, por su parte, relativamente suaves y constan también a grandes rasgos de tres segmentos, que en este caso son -de arriba abajo-: un tramo convexo, un talud rocoso degradado y un escarpe basal. En tramo convexo marca el enlace con las altas laderas de transición, tiene una pendiente suave y en superficie soporta una profusa lastra. El talud rocoso tiene un perfil rectilíneo pero muy irregular por la presencia reiterada de escalones entre los cuales aparecen taludes suaves, recubiertos superficialmente por un canturreal suelto de fragmentos dolomíticos. Finalmente, la parte basal es más abrupta y escarpada y está formada por uno o varios escarpes medios, cuyo desnivel varía entre 10 y 20 m y que están afectados por procesos kársticos (de los que se deriva la presencia de cuevas, abrigos, etc); enlazan directamente o a través de un corto talud de gravedad con el fondo aluvial.



Foto III.40. Vista general de las laderas de las Hoces del Duratón en el sector del Meandro del Parral.

Foto III.41. Laderas de la margen izquierda. La parte media y superior es una sucesión de escalones o pequeños escarpes interrumpidos por taludes detríticos. La parte inferior se resuelve con un fuerte escarpe principal, terminando con frecuencia en un corto talud basal.



Foto III.42. Detalle de las laderas de la margen derecha. Cornisa superior degradada, un gran escarpe central y un talud reglado basal constituyen los principales elementos.



Foto III.43. Ladera modelada en la cara interna de un meandro. Taludes rocosos degradados preceden a escarpes medios

Dentro de este subtramo de las Hoces del Duratón se localiza el espectacular meandro abandonado al que se ha hecho referencia varias veces. En él se puede observar en condiciones muy favorables la evolución morfológica de las laderas de la parte externa o cóncava del meandro, ya que las de la orilla interna han quedado reducidas a un espolón rocoso que se levanta unos 15-20 m sobre el fondo inactivo (que actualmente queda colgado a 12-15 m del lecho actual). A partir del momento en el que el citado fondo de este meandro fue abandonado por el curso del río la morfodinámica fluvial no ha podido influir en la dinámica de las laderas y éstas han evolucionado con independencia de ella, sin otro control que el de las condiciones climáticas imperantes desde aquel momento hasta el presente. A diferencia de lo que ocurre en las vertientes cóncavas del resto de meandros de la Hoces, aquí los fuertes escarpes han quedado destruidos o reducidos a escarpes culminantes aislados, bajo los cuales la mayor parte de la ladera está ocupado por amplios taludes reglados o regularizadas por coluviones periglaciares, que incluso en algunos sectores llegan a tapizar el antiguo fondo aluvial modelado y luego abandonado por el Duratón.

Finalmente, antes de pasar al análisis del siguiente subtramo, es conveniente precisar las características morfológicas del fondo plano encerrado entre las paredes de las Hoces por donde el río circula en la actualidad. Es estrecho, con una anchura que oscila entre 30 y 45 m, y está constituido por un relleno continuo y relativamente potente de material aluvial predominantemente fino. A pesar de su reducida amplitud, pueden reconocerse a veces en él varios niveles encajados; esto ocurre sobre todo cuando el lecho, cuya anchura suele ser de unos 5-6 m, se adosa a una de las paredes (llegando incluso a zapar el sustrato rocoso), dejando en la margen opuesta lo que parecen dos terrazas situadas respectivamente a + 2-3 m y a + 4-5 m del curso de agua. Se trata de pequeños rellanos de 10-12 metros de extensión, que, dado su reducido desnivel, podrían integrarse en el lecho mayor o de inundación actual (Fig. III.30). Por el contrario, cuando el lecho menor actual se instala más o menos en la porción media del fondo, no se observan estos aterrazamientos al tiempo que dicho lecho aparece más profundamente encajado (varios metros) en el relleno aluvial.

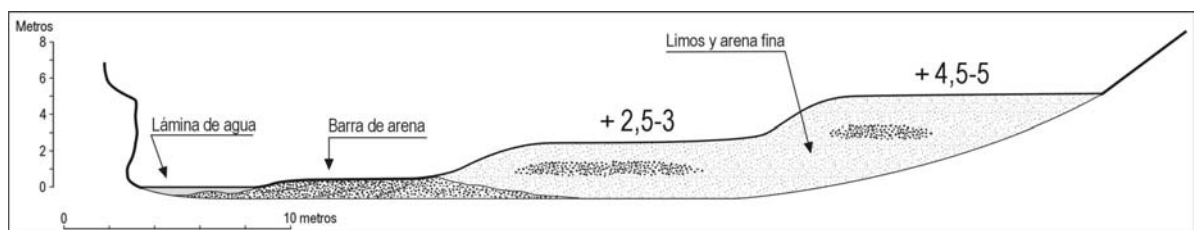


Fig. III.30. Características morfológicas y morfográficas del fondo actual de las hoces del Duratón



Foto III.44. Formación de una balma o abrigo en la cara cóncava de un meandro por la zapa lateral del río



Foto III.45. Aspecto general de la ladera de la margen derecha afectada por cicatrices de desprendimientos



Foto III.46. Vista general del meandro abandonado, colgado 12-15 m respecto al lecho actual del río

III.2.1.4.2.3. El subtramo de Hoz de Villar de Sobrepeña-Puente de Villaseca

Este tramo de las Hoces del Duratón se extiende a lo largo de unos 4 km desde las proximidades del Villar de Sobrepeña, aguas arriba del meandro de Valdemuelas, hasta aproximadamente la confluencia con el valle del río San Juan. Desde un punto de vista morfoestructural se ha diferenciado del anterior porque en el ámbito donde se ubica las escamas o bloques cabalgantes de zócalo y cobertera (tanto el de Villaseca como el de Sepúlveda), esbozan ya una ligera inmersión hacia el W y SW, a la vez que la traza del pliegue en rodilla de éste último dibuja también una progresiva incurvación hacia el SW. Como consecuencia de ello el río Duratón, que mantiene su rumbo general E-W, se encaja ahora enteramente en el borde meridional del dorso del monoclinal de Villaseca y ha excavado sobre él un segmento de cañón ya relativamente alejado del eje de la flexión de Sepúlveda (Fig. III.31). Éste en líneas generales es algo menos profundo, debido a la menor elevación de las series cretácicas, y su trazado sinuoso está constituido por meandros encajados de menor amplitud que los del tramo inmediatamente anterior, los cuales en ningún caso llegan a aproximarse al eje de la citada flexión; además entre ellos se suceden algunos trechos más o menos rectilíneos. En todo caso, la hoz se sigue desarrollando dentro de un valle más amplio cuyos principales rasgos morfográficos y morfométricos se relacionan con la erosión diferencial de los componentes morfoestructurales. Este valle en su conjunto presenta una anchura que oscila entre los 1700 y los 2500 m, de los cuales el encajamiento neto de la hoz ocupa tan sólo una franja de 200-300 m de ancho.

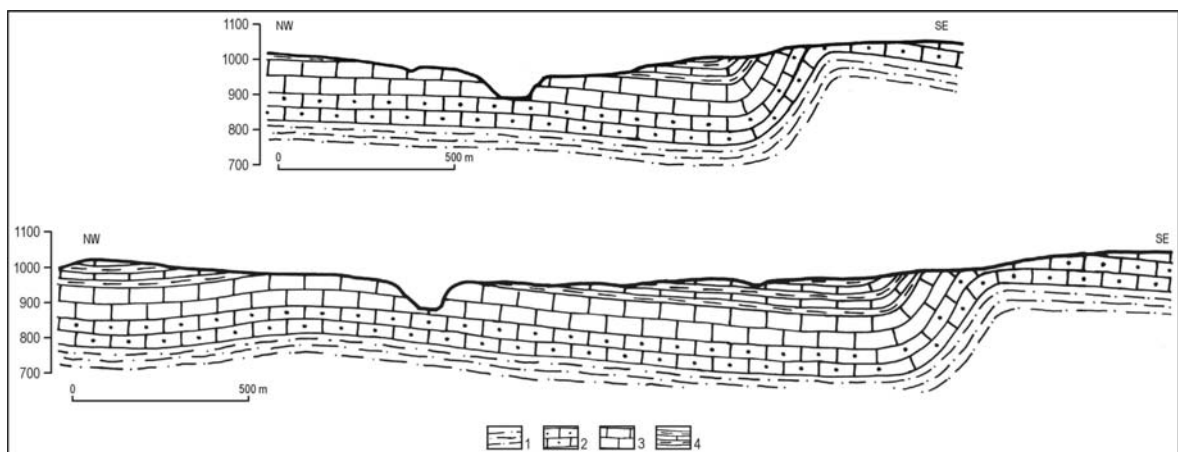


Fig. III.31. Contexto litoestructural en el que se modelan las Hoces del Duratón en el subtramo de Villar de Sobrepeña-Puente de Villaseca. 1. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 2. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 3. Dolomías masivas del Cretácico superior; 4. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior.

Las vertiente de la margen izquierda de este valle en que se inscriben las hoces, orientadas al N y al NW, son más anchas (entre 1100 y 1600 m) y tienen un perfil más complejo, relacionado con una mayor presencia de elementos estructurales al aproximarse o llegar al enlace entre las escamas o bloques de Sepúlveda y Villaseca. Se inician en el frente de cuesta de Sepúlveda, que en este sector culmina en torno a los 1050 m y no forma ningún escarpe,

enlazando a través de una ruptura de pendiente suave con un talud corto, de poco más de 200 m y de moderada inclinación, interrumpido por la presencia de crestas o barras, correspondientes a la destrucción del flanco norte de la flexión. Estas formas se encuentran bastante más degradadas que en el tramo de valle anterior y apenas destacan en la superficie, reduciéndose a veces a un conjunto de pequeños cerros aislados y de culminación redondeada (como el cerro Castellano o el cerro de Valdemuelas, situados al N del Villar de Sobrepeña). Estos cerros están modelados sobre el complejo dolomítico-margoso de la terminación meridional del dorso de la cuesta de Villaseca y su presencia se debe fundamentalmente a dos hechos que en definitiva permiten diferenciar con mayor claridad este sector del inmediatamente anterior. El primero se relaciona con un mayor espesor conservado y una mayor extensión de afloramiento de los materiales del indicado complejo dolomítico-margoso del Cretácico superior, los cuales aparecen cobijados y respetados en mayor medida por la erosión a partir del eje sinclinal de la flexión que enlaza con la escama de Villaseca. Y el segundo tiene que ver con la presencia de numerosos barrancos anacinales u obsecuentes que surcan el talud del frente de cuesta dirigiéndose -en sentido contrario al buzamiento de los estratos- hacia el fondo del cañón, sobre el que, salvo el barranco de Valdemuelas, quedan colgados; la acción erosiva efectuada por las aguas corrientes en estos canales paralelos y apenas separados entre sí, al incidir sobre las dolomías y margas (e incluso también sobre los materiales del complejo arenoso-silíceo que ocupan el núcleo anticlinal de la flexión) ha favorecido el modelado de pequeñas cárcavas o regueros en los estrechos interfluvios o divisorias de estos cerros estructurales adaptados generalmente al afloramiento de niveles dolomíticos particularmente duros y compactos.

Estos cerros conectan con rellanos estructurales de dimensiones variables que preceden al encajamiento de la hoz a través de taludes de perfil convexo-rectilíneo-cóncavo, cuya pendiente disminuye desde su arranque, donde se aproxima a los 20°, hasta menos de 5° en su parte final. La continuidad de estos taludes se encuentra frecuentemente interrumpida y modificada por la huella del hombre, quien las ha aprovechado para el cultivo construyendo banales, actualmente abandonados. Por lo que se refiere a los rellanos, se ubican -como en el caso del tramo de valle anterior- justo en el contacto de las alternancias de dolomías y margas con las dolomías masivas y se encuentran a altitudes variables (entre los 985 m del rellano de Valdemuelas y los 935 m en el paraje de la “Cueva de la Gaja”), unos 80-90 m por debajo del frente de cuesta que -según se ha dicho- corona esta vertiente de la margen izquierda del valle.

Aunque de forma muy local, también se han encontrado retazos de depósitos fluviales en esta vertiente. Concretamente, en el paraje de La Mata (cerca del punto donde enlazan la carretera comarcal de Villar de Sobrepeña con la de Villaseca-Cantalejo) las laderas que encaran tanto al valle del San Juan como al del Duratón conectan suavemente, hacia este último, con dos rellanos, situados a una altitud relativa respecto al cauce actual de + 65-75 y + 55-60 m, que conservan en superficie una gran profusión de cantos cuarcíticos.

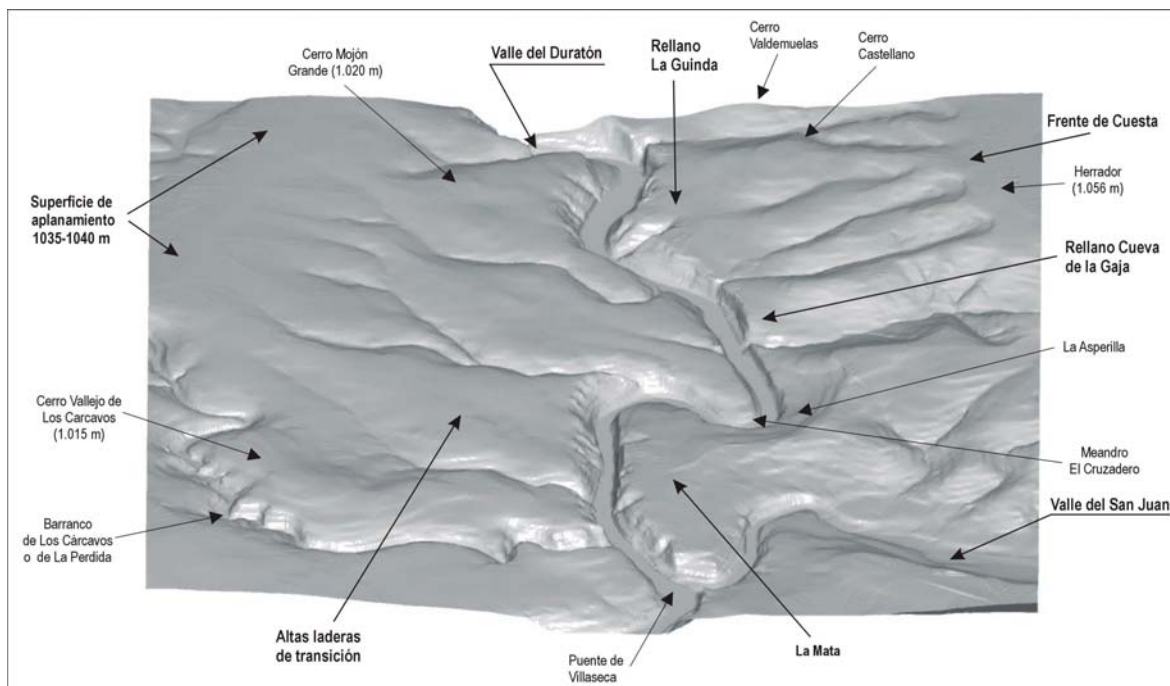


Fig. III.32. Imagen tridimensional de la Hoces del Duratón en el subtramo de Villar de Sobrepeña-Puente de Villaseca

La vertiente derecha del valle, por su parte, presenta una extensión relativamente menor: su anchura oscila entre los 400 y los 600 m y sólo excepcionalmente alcanza los 800-900 m cuando se desarrolla en la cara interna de los meandros. Tiene su inicio en un conjunto de cerros más aplanados de mayores dimensiones de los descritos en la ladera opuesta que aparecen desgajados de la amplia superficie de aplanamiento de 1033-1045 m que -como se explicó en el análisis del tramo de valle anterior- limita y culmina por el N el ámbito de las hoces del Duratón. Estos cerros, localizados entre los parajes del Mojón Grande y el Vallejo de los Cárcavos, están modelados sobre las dolomías y margas del Cretácico superior y quedan en torno a 130-135 m por encima del lecho actual del río en el fondo de la hoz, desarrollándose a partir de ellos taludes rectilíneos de moderada pendiente (5-10°) que constituyen el elemento morfológico de transición antes de encajarse profundamente el cañón. Pese a su básica regularidad, en estos taludes se han reconocido una serie de rellanos o pequeñas áreas donde la pendiente es menor y cuya característica principal es su recubrimiento superficial por un importante canturral de cuarzós desgastados. Estos niveles, reconocibles tanto en algún sector de los bordes de la hoz (proximidades de la confluencia con el San Juan) como -y sobre todo- en la cara interna de algunos meandros (meandro del Cruzadero), parecen relacionarse -al igual que los descritos aguas arriba- con antiguos fondos aluviales y posteriormente serán analizados con más detalle desde un punto de vista sedimentológico. Así, por ejemplo, en la ladera del citado meandro del Cruzadero, que presenta una sucesión de pequeños escalones normalmente recubiertos por cantos calcáreos e incluso locamente afectados por diminutos lapiaces en un estado avanzado de degradación, se reconocen varias áreas relativamente llanas en cuya superficie se conserva el indicado recubrimiento superficial de cantos cuarcíticos que han permitido

diferenciar lo que parecen tres niveles de acumulación fluvial colgados a + 25-30, + 45-50 y + 65-75 m sobre lecho actual. Asimismo, en el segmento rectilíneo que va desde la salida de este meandro hasta el puente de Villaseca aparece también un rellano recubierto por un cuantioso canturreal de cuarzoes situado a + 85-95 m.

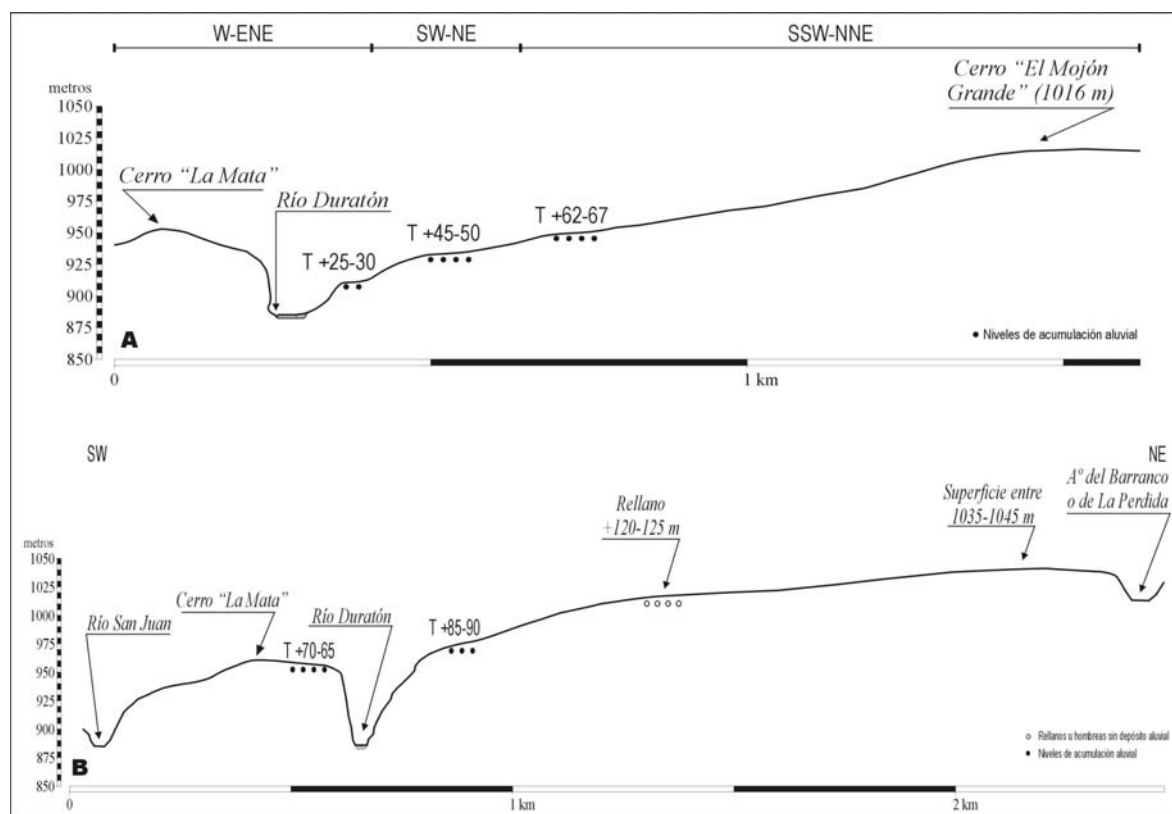


Fig. III.33. Secciones morfotopográficas transversales de la Hoz del Duratón. A. Paraje del meandro de la Asperilla-El Cruzadero; B. Paraje de La Mata

En todo caso, por debajo bien de los citados rellanos estructurales bien directamente de los cerros, ubicados en la margen izquierda del valle, o de las altas laderas de transición, localizadas en la margen derecha, se desarrollan tras una brusca ruptura de pendiente las laderas internas propiamente dichas de este tramo de las Hoces en el que el río Duratón se ha encajado entre un mínimo de 60 m y un máximo de 120 m. Esta profundidad disminuye paulatinamente en el sentido de flujo de la corriente fluvial en relación -como ya se ha señalado- con la inmersión hacia el W de las morfoestructuras en las cuales se encaja; sólo excepcionalmente en los sectores donde el río forma algún meandro marcado cuya margen externa zapa la estructura en sentido contrario al buzamiento de las capas la profundidad puede aumentar. Además, en esta parte de la hoz, cuya anchura es de unos 200-300 m, las vertientes de la margen derecha, modeladas a favor del buzamiento de los estratos dolomíticos, suelen presentar una profundidad superior en unos 10-20 m a su opuesta.

Por lo que se refiere a la morfología de las laderas del cañón, ésta presenta algunas diferencias significativas entre los trechos más o menos rectilíneos y los meandriiformes y,

dentro de éstos, la configuración concreta está a su vez condicionada por la posición relativa del cauce del río.

En los cortos trechos rectilíneos de este sector de la Hoz (paraje de La Cueva de la Gaja y segmento situado aguas arriba del Puente de Villaseca) la morfología de las laderas presenta algunos caracteres peculiares relacionados con la trayectoria que presentan -con una ligera tendencia hacia SW- y con el hecho de que el cauce del río aparece por lo general adosado a la vertiente izquierda. Estos factores parecen haber dado lugar a una evolución diferencial de las paredes interiores de la hoz. Las correspondientes a la margen derecha, orientadas al S, presentan en su parte superior un aspecto ruiforme y se definen como taludes rocosos degradados accidentados por numerosos escalones (inferiores a 1-2 m) y carentes prácticamente de vegetación; esta morfología puede mantenerse hasta el fondo del valle, aunque lo más frecuente es que a partir de media ladera los escarpes adquieran mayor desnivel (superior a los 10 m), quedando por lo normal separados por repisas o estrechas áreas de menor inclinación. Por su parte, las laderas de la margen izquierda, orientadas al N, están básicamente constituidas por un fuerte escarpe o cantil de unos 50-60 m, a veces precedido en la parte culminante de la ladera por escalones rocosos; aunque este escarpe, cuya base suele estar extraplomada formándose un abrigo o balma, puede enlazar de forma directa con el fondo aluvial, es frecuente que su continuidad quede rota por la presencia de estrechas repisas o taludes detríticos, pudiendo también darse el caso de que muestre un perfil escalonado compuesto por escarpes medios separados por taludes de derrubios empastados y colonizados por un espeso pastizal.

A veces la continuidad lateral de los escarpes de estos trechos de hoz de trazado rectilíneo aparece rota por la presencia de canales, correspondientes a diaclasas o fracturas verticales ensanchadas por la disolución, que actúan como corredores de derrubios y a cuya salida se forman pequeños conos coluviales que tapizan localmente el fondo del valle. También, al pie de los fuertes escarpes pueden observarse de forma puntual acumulaciones más o menos caóticas, que parecen tener su origen en grandes desprendimientos capaces de favorecer posteriormente la acumulación de materiales más finos y el desarrollo sobre ellos de una espesa cubierta vegetal.

En el caso de los segmentos meandriformes, el modelado de las laderas es prácticamente idéntico al de las del subtramo de hoz de Sepúlveda, anteriormente analizado. Como puede observarse en el meandro de La Guinda, las laderas orientadas al N (margen izquierda) muestran un característico perfil escalonado, compuesto por una sucesión de escarpes o cantiles medios, hasta seis o siete, separados por taludes de gravedad con pendientes en torno a los 25-30° en los que, gracias a la posición de umbría, se mantiene una cubierta vegetal adaptada a la humedad y formada básicamente por pastizales. En algunos sectores los primeros han quedado transformados en meros escalones rocosos o incluso han llegado a desaparecer, propiciando entonces un crecimiento tanto lateral como vertical de los taludes

coluviales; en otros, los escarpes medios se repiten de forma continuada y sólo están separados por cortos taludes o, más frecuentemente, por repisas. Aunque no se puede confirmar -dadas las dificultades de acceso para tomar con precisión las alturas relativas-, este escalonamiento podría relacionarse con las sucesivas fases de encajamiento del río Duratón. Desde esta perspectiva, los escarpes superiores, más dilatadamente expuestos a la erosión, habrían sufrido una mayor degradación (reduciendo, en unos casos, su desnivel y su pendiente y terminando, en otros, por desaparecer); por el contrario, los escarpes situados en las partes inferiores de la ladera, correspondientes con las fases más recientes de encajamiento del río y expuestos menos tiempo a la actividad de los agentes erosivos, aún conservarían casi intacta la pendiente y el desnivel original. De hecho se observa cómo salvo excepciones los cantiles de mayores dimensiones suelen aparecer en las parte baja de la ladera.

Este perfil escalonado se modifica totalmente cuando el lecho del río se adosa al borde izquierdo del fondo aluvial: la labor de zapa continuada en su base hace que la vertiente se mantenga como un gran escarpe o paredón. Este hecho, que ya ha sido señalado en diversos trechos del tramo de hoz anterior, puede contemplarse aquí en el meandro de La Asperilla, dominado por un gran farallón de unos 70 m de desnivel accidentado por varios niveles de abrigos, uno a mitad del escarpe y otro en la base de éste (por el cual circula actualmente el curso de agua).

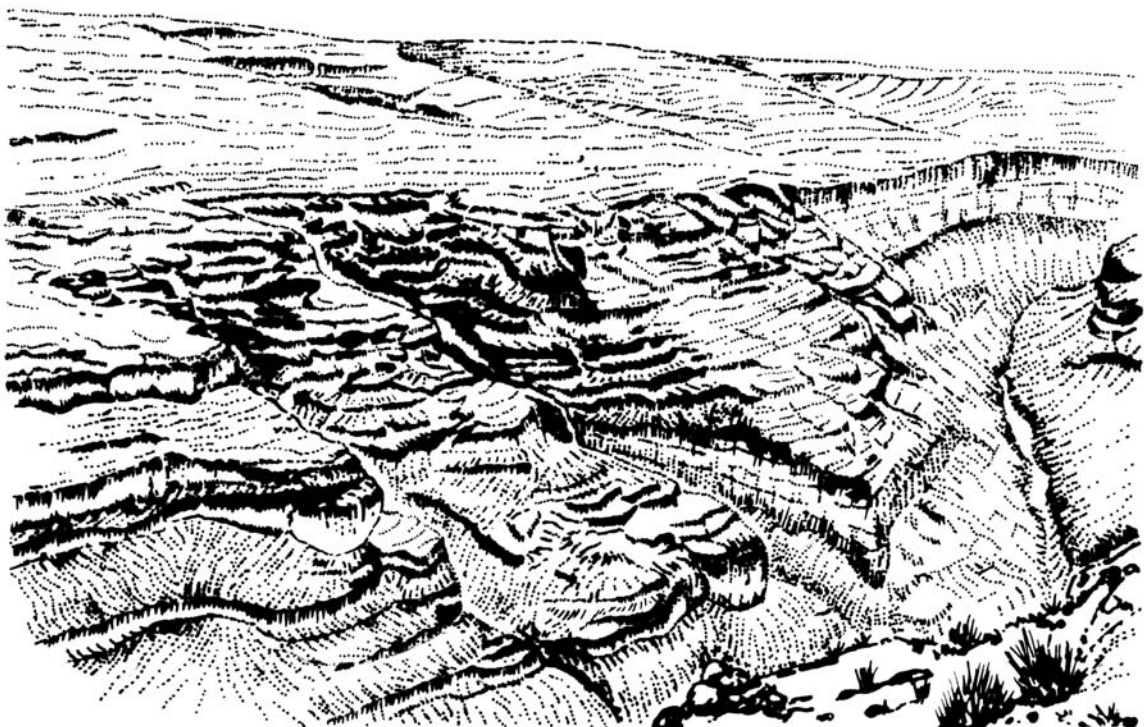


Fig. III.34. Laderas de la margen izquierda en el tramo de hoz entre los parajes de La Guinda y la Cueva de la Gaja. En primer plano, la ladera muestra un perfil con sucesivos escarpes y taludes . En segundo plano, la ladera se resuelve mediante un fuerte escarpe

Por lo que se refiere a las laderas de la hoz modeladas en la margen derecha de los meandros -especialmente en el ya citado de la Guinda-, presentan en líneas generales una morfología similar, dominada por la alternancia de una serie de escarpes entre los cuales se extienden taludes de amplitud variable, si bien registran una mayor pendiente debido a que se desarrollan en una menor anchura al labrarse erosionando el dorso de la cuesta en sentido contrario a su buzamiento. Constan normalmente de una sección superior caracterizada por una reiteración de escarpes pequeños o de escalones rocosos que constituyen un talud rocoso sobre la que destacan de forma dispersa los enclaves litológicos más resistentes, los cuales quedan a modo de pináculos o torretas. En superficie, este accidentado talud presenta una gran cantidad de cantos y bloques sueltos y es de destacar que -dada su posición en solana- apenas se ha podido desarrollar en él un suelo que haya podido sustentar una vegetación capaz de fijar estos derrubios. Por debajo y a medida que la ladera desciende hacia el fondo del valle los escarpes se van haciendo más nítidos, alcanzando un mayor desnivel y una pendiente vertical, aunque en detalle se observan pequeñas repisas o estrechos taludes que los accidentan sin interrumpir propiamente su continuidad. Los escarpes más nítidos suelen desarrollarse en la parte inferior de la vertiente, enlazando con el llano aluvial por medio de un talud basal de cierta amplitud y presentando un modelado incipiente de varios niveles de abrigos, cuyo desarrollo lateral parece coincidir con la presencia de planos de estratificación subhorizontales.

Las laderas de este subtramo de Villar de Sobrepeña -que se acaban de analizar pormenorizadamente- encierran un estrecho fondo aluvial y de inundación, que al igual que en el subtramo anterior tiene una anchura de unos 30-45 m y está constituido sobre todo por material fino (limo y arena). El lecho actual del Duratón, donde son frecuentes los cantos y gravas de naturaleza diversa, tiene una profundidad que varía normalmente entre 2 y 3 m y junto a él en algunos sectores pueden reconocerse varios niveles asimilables a terrazas encajadas que quedan colgados a + 4-5 m y a +2-3 m. Como se ha dicho, el contacto de este fondo escasamente accidentado con las laderas puede realizarse bien a través de un talud detrítico bien directamente con las paredes rocosas. En este último caso es frecuente que se desarrolle en éstas un abrigo producto de la zapa y la disolución del escarpe en su base.

La variabilidad de la profundidad de este corto tramo de la hoz se debe -como se indicó al principio- a que comienza a excavar en el sector donde la estructura tectónica asociada a la escama o bloque de Villaseca, dibuja una inmersión lateral hacia Occidente, de modo que la capas cretácicas registran un menor levantamiento y el desarrollo vertical del cañón se reduce. Así lo ponen de manifiesto las alturas absolutas, que en este borde meridional del citado bloque rara vez sobrepasan los 1025 m y las alturas relativas anteriormente expuestas. Esta influencia de la estructura tectónica sobre la mayor o menor profundidad de las hoces del Duratón queda más claramente de manifiesto en el siguiente tramo de valle.



Foto III.47. Modelado general de las laderas en los tramos rectilíneos, condicionado por la posición del lecho del río.



Foto III.48. Detalle de la laderas de la margen izquierda, donde se suceden escarpes medios separados por estrechos taludes detríticos o por repisas



Foto III.49. Meandro La Asperilla-El Cruzadero, donde se reconocen varios niveles de acumulación aluvial o terrazas

III.2.1.4.3. El tramo de Hoz de la Presa de Molinilla-Meandro de Nuestra Señora de la Calleja

La característica básica de este tramo desde el punto de vista estructural es que se excava ya fuera de la influencia del eje del pliegue o flexión de Sepúlveda, el cual se incurva y aleja hacia el WNW a partir del meridiano del Villar de Sobrepeña. Se localiza además en el extremo occidental del dorso del monoclinial de Villaseca, donde las capas cretácicas y paleogenas presentan, en relación con la inmersión lateral de la estructura a la que se acaba de hacer referencia, un descenso progresivo de altura (disminuyendo el afloramiento del techo del Cretácico desde los 1120-1130 m en el sector central del frente del citado monoclinial hasta los 900-1000 m de los bordes occidental y suroccidental de su dorso, donde queda finalmente soterrado bajo los materiales miocenos o los mantos de arenas eólicas cuaternarias).

De estos condicionantes tectónicos deriva un modelado notablemente distinto al del resto de la Hoces, que se aprecia ya en sus parámetros morfométricos. Así, en su corto recorrido de apenas 4 km -entre la confluencia del valle del río San Juan y el casi estrangulado meandro donde se localiza la ermita de N^a S^a de La Calleja- la amplitud general del valle donde las hoces se inscriben aumenta hasta los 2000 y 2500 m, lo que contrasta con la reducida anchura de la hoz propiamente dicha (150-200 m). Y, aunque dicha anchura no difiere de la observada en el resto de los tramos, se combina en este caso con una escasa profundidad, que varía entre los 30 y los 50 m. Así mismo, mientras que la sinuosidad del cañón se mantiene en un nivel relevante (1,74), la del canal actual es baja (1,07) debido a que el trazado de éste se ajusta prácticamente al del fondo del valle.

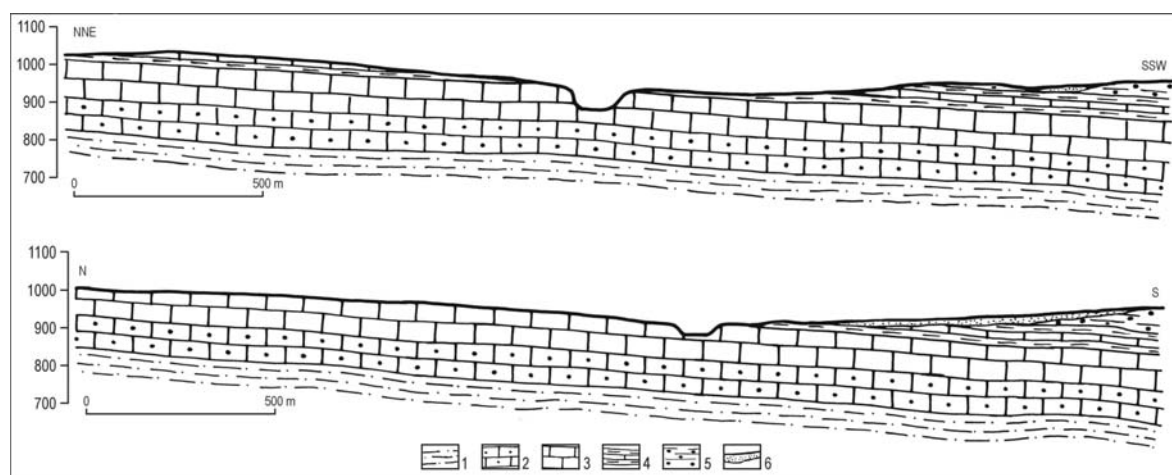


Fig. III.35. Contexto litoestructural en el que se modelan la Hoces del Duratón en el tramo de hoz de la Presa de la Molinilla. 1. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 2. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 3. Dolomías masivas del Cretácico superior; 4. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior; 5. Conglomerados calcáreos y arcillas rojas del Eoceno-Oligoceno; 6. Arenas cuaternarias

Estos peculiares rasgos morfométricos se combinan a su vez con importantes diferencias de índole litológica y morfológica entre las vertientes del valle situadas en una y otra margen. El perfil de la vertiente derecha, de mayor desarrollo pues alcanza entre 1200 y 1600 m, arranca desde la superficie de aplanamiento de 1035-1045 m, parcialmente rota en este sector por el profundo encajamiento de varios barrancos (arroyo de los Pozarones, arroyo del Barranco o de La Perdida); a partir de ella se desarrollan extensos y suaves taludes, con pendientes inferiores a 10°, modelados indistintamente sobre el complejo dolomítico-margoso y sobre el dolomítico masivo y que presentan en superficie un canturreal de cantos calcáreos laxamente englobados en una matriz areno-arcillosa y colonizado por una exigua cubierta vegetal. Como ya se ha señalado en otros tramos, estas suaves vertientes, que salvan aquí un desnivel de 75-110 m, constituyen la transición entre la citada superficie de aplanamiento y las paredes de la hoz propiamente dicha. Igualmente, en estas superficies ligeramente inclinadas se conserva un conjunto de recubrimientos superficiales constituidos por cantos principalmente de cuarzo, cuyos caracteres sedimentológicos -como luego se verá y de la misma forma que en los casos antes descritos- parecen indicar un claro origen fluvial. Estos depósitos aluviales, que en principio parecen dispersos y sin organización, pueden sin embargo agruparse en una serie de niveles, que quedan colgados a diferentes alturas relativas respecto al cauce actual del río Duratón. Y es precisamente en este sector donde se ha reconocido una sucesión más completa de niveles aluviales bastante bien conservados, el análisis de los cuales puede ayudar a interpretar la evolución geomorfológica del conjunto de las Hoces.

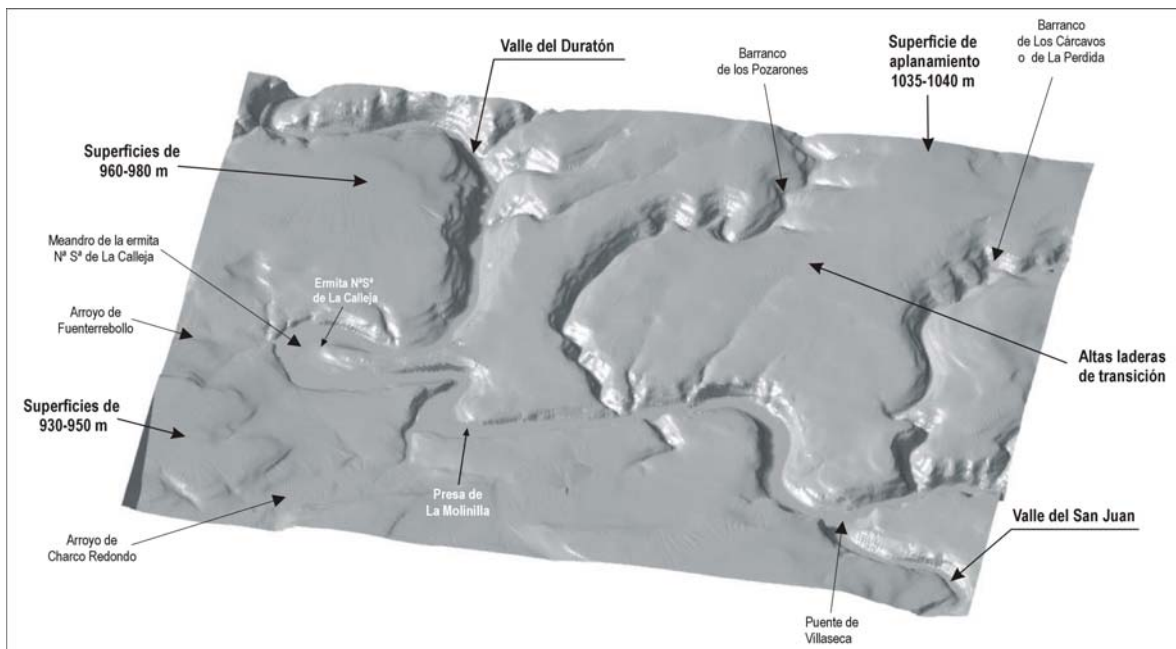


Fig. III.36. Imagen tridimensional de la Hoz del Duratón en el tramo de la Presa de La Molinilla

Concretamente se han levantado desde este punto de vista dos perfiles en esta ladera derecha situados a uno u otro lado del profundo tajo perpendicular a este tramo de Hoz

llevado a cabo por el barranco de los Pozarones. En el primer perfil, situado a izquierda de dicho tajo, se han reconocido dos niveles de acumulación fluvial, cuyas alturas relativas respecto al cauce actual del Duratón son de + 69-73 m y + 105-110 m; en el segundo, ubicado a la derecha del mismo, se han podido diferenciar claramente tres niveles, situados a + 30-32, + 50-55 y + 82-85 m. Por encima de este último nivel aparece aún un rellano, situado a +105-110, si bien no presenta recubrimiento aluvial alguno. En todo caso, combinando ambos perfiles levantados sobre estas “altas laderas de transición” se han detectado cinco antiguos niveles o terrazas fluviales, los cuales se muestran morfológicamente como pequeños y estrechos rellanos de poco más de 100 m de ancho ligeramente inclinados hacia el eje del valle actual; y, desde un punto de vista sedimentológico -aunque luego se abundará más en este análisis- constituyen copiosos “guijarrales” (como se los denomina localmente) de cuarzos anaranjados. Estas pequeñas franjas aplanadas, donde el tipo de suelo es más rico y más productivo que el de las lastras calcáreas circundantes, han sido cultivadas hasta hace pocos años según muestran las fotografías aéreas de mediados del siglo XX (Vuelo americano, 1956) e incluso algunas siguen siendo aprovechadas para su explotación cerealística. Su posterior abandono ha dado lugar a una regeneración natural de la vegetación sensiblemente diferente de la observada en los terrenos calcáreos, consistente en el desarrollo de densos tomillares, cuya presencia se convierte en un criterio relevante para delimitar la extensión de estos retazos de terraza, entre los cuales afloran las margas y dolomías con una inclinación moderada entre 5 y 10° y afectadas en superficie por una moderada karstificación (que se traduce en la presencia de lastras dentro de las que aún pueden reconocerse pequeños lapiaces semidestruidos y parcialmente enterrados).

La localización planimétrica en esta ladera derecha de la indicada serie de niveles de acumulación fluvial lleva a interpretar también, de forma preliminar, una migración o desplazamiento lateral del cauce del Duratón, del orden de 700-800 m, hacia el SW (es decir, hacia la izquierda) durante su encajamiento al menos en este sector de las Hoces. Esta interpretación viene apoyada además por el hecho de que en este tramo de las Hoces (Presa de la Molinilla), de trazado rectilíneo y donde se han reconocido estos niveles, el lecho actual del río se adosa prioritariamente a la vertiente izquierda ejerciendo una zapa lateral hacia el S y SW.

Por su parte, el perfil de esta vertiente de transición de la margen izquierda, aunque más corto (entre 200 y 800 m de ancho), es algo más complejo debido a que está modelado sobre diferentes ámbitos morfolitológicos. Se inicia en una serie de superficies aplanadas modeladas sobre las unidades de conglomerados calcáreos y niveles arcillosos del Mioceno que culminan entre los 940 y 950 m; a partir ellas se extienden laderas de perfil convexo-cóncavo y moderada pendiente (en torno a 15° en su arranque y de unos 5° en su base) que enlazan con una serie de estrechos rellanos estructurales. Éstos preceden al encajamiento de la hoz propiamente dicha y están modelados -como ya se ha indicado en otros sectores- en el contacto entre el complejo “dolomítico-margoso” y el “dolomítico masivo”,

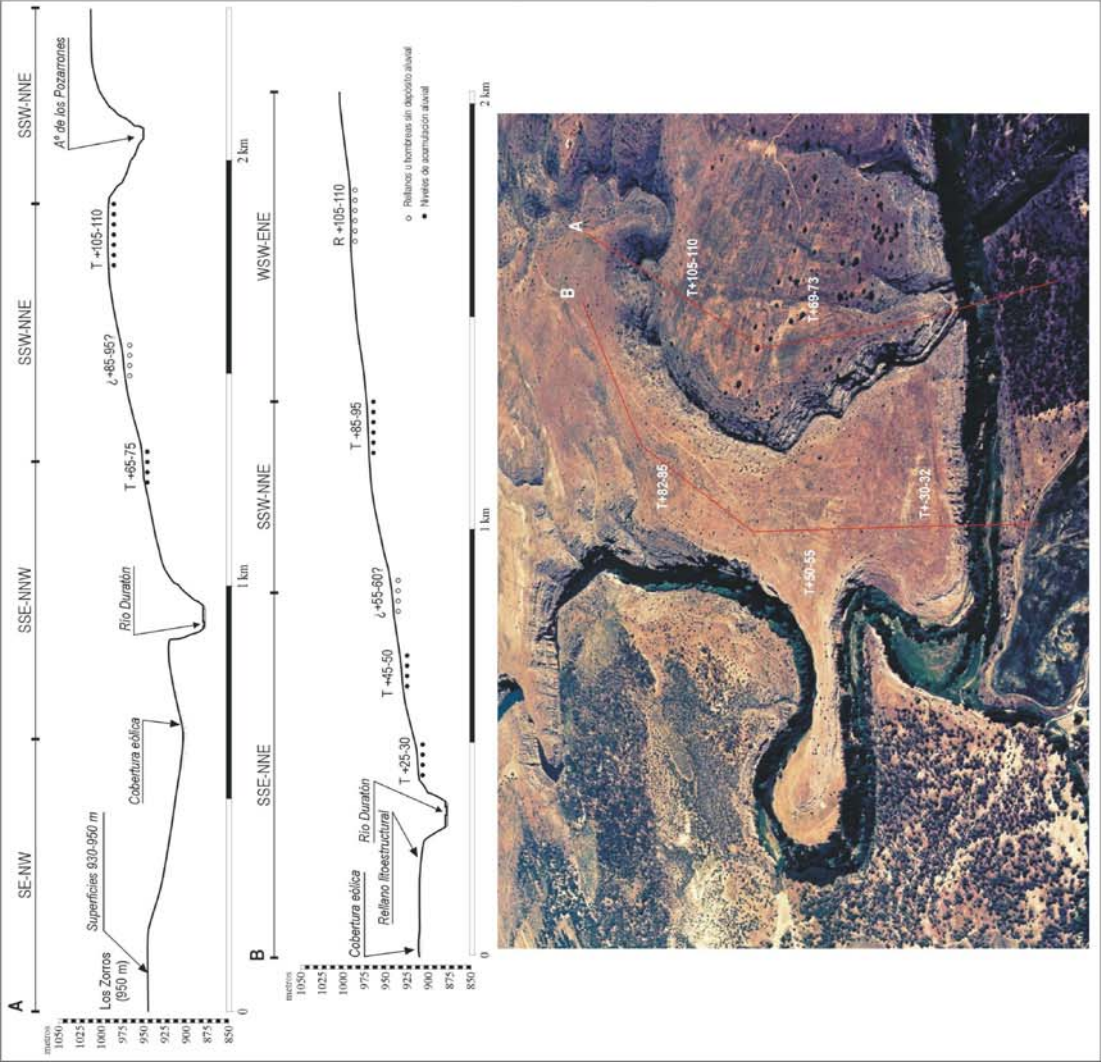


Fig. III.37. Secciones morfotopográficas del tramo de Hoz de La Molinilla y foto oblicua mostrando la localización de las secciones y de los niveles de acumulación fluvial. Foto: *Junta de Castilla y León*



Foto III.50. Vista general de una terraza o nivel de acumulación fluvial

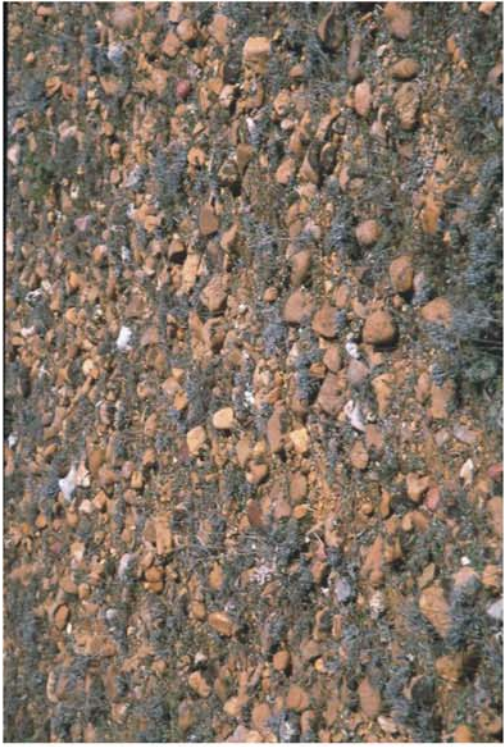


Foto III.51. Detalle del copioso cantarral o guijaral que sustenta los niveles de acumulación fluvial

culminando a 905-910, por tanto a unos 35-45 m por debajo de las citadas superficies. Su configuración morfológica no siempre puede ser claramente apreciada debido a que esta parte del valle se encuentra parcialmente enmascarado por una extensa cobertera o manto de arenas eólicas, que fosilizan parcialmente los citados rellanos estructurales, que aparecen también fragmentados por una serie de arroyos (arroyo de Charco Redondo, arroyo de Fuenterrebollo) que afluyen a la altura del meandro de N^a S^a de La Calleja, cuyo fondo también es alcanzado por las arenas eólicas. En esta margen derecha del valle la presencia de depósitos fluviales es casi inexistente (lo cual es lógico teniendo en cuenta el desplazamiento del cauce hacia ella); solamente se ha encontrado un presumible nivel en la cara interna del meandro siguiente al del puente de Villaseca. Se trata de un recubrimiento superficial de cuarzos apenas visible al estar enterrado por un manto de arena, que se sitúa a + 50-55 m del cauce actual y parece que su deposición coincide con la presencia de un rellano estructural.

Los elementos morfológicos descritos correspondientes a las laderas externas del valle enlazan a través de una brusca ruptura de pendiente con las laderas internas o propiamente dichas de este tramo de hoz o cañón, que es -como se ha indicado- donde las Hoces del Duratón presentan la menor profundidad, siendo la mínima observable de tan sólo 12 m y la máxima de 70 m. A pesar de esta escasa profundidad la morfología de las laderas es muy parecida o prácticamente idéntica a la del tramo anterior (en especial a la de los subtramos de Villar de Sobrepeña y de Sepúlveda). La sucesión de varios meandros de amplio radio de curvatura, un corto tramo rectilíneo y varios meandros cerrados, controla básicamente la morfología de las laderas, la cual está también condicionada en detalle por la posición del lecho del curso fluvial y su capacidad de zapa sobre una u otra orilla.

Así, sobre los amplios meandros con que se inicia el tramo de la ladera de la margen derecha, desarrollada en la parte cóncava de éstos, forman en conjunto una gran pared o cantil, si bien en detalle se aprecia que rara vez éste se precipita de forma vertical en su totalidad, sino que frecuentemente es interrumpido por estrechas repisas o rellanos que en algunos casos han evolucionado a taludes detríticos o rocosos. Por su parte, el modelado de las laderas de la cara interna de los meandros suele arrancar en un talud de unos 25° de inclinación, cuya continuidad vertical y lateral aparece frecuentemente rota por la presencia de escalones rocosos métricos; éstos progresivamente adquieren un mayor tamaño a medida que la vertiente desciende hacia el fondo del valle, dando lugar en la parte inferior de la misma a escarpes medios separados por taludes.

En el corto trecho de hoz rectilíneo, donde se localiza la Presa de La Molinilla, las laderas presentan en principio caracteres similares a las anteriores y siguen dominadas por el escalonamiento de sucesivos escarpes; no obstante la posición del canal fluvial adosado a la vertiente izquierda ha modificado sustancialmente la forma de las laderas de esta margen. Así, al igual que ocurre en los tramos rectilíneos del subtramo de Hoz de Villar de Sobrepeña,

dicha vertiente está ocupada por un escarpe de unos 30 m de desnivel, que suele enlazar directamente con el fondo aluvial, observándose en ocasiones algún talud detrítico o repisa así como el desarrollo de abrigos. En los sectores donde el curso de agua se desplaza algo hacia la orilla contraria (a la derecha) este fuerte escarpe vertical es sustituido por una ladera escalonada que arranca con un talud detrítico y en la que se suceden varios escarpes de desarrollo moderado. Por el contrario, las laderas de la margen derecha muestran un aspecto bastante degradado y se resuelven casi siempre en una gradación de escarpes de tamaño medio que no conservan una verticalidad nítida, entre los cuales se intercalan estrechas áreas rocosas, de menor pendiente, que forman a modo de taludes rocosos descubiertos, cuya superficie sustenta un abundante canturral de cantos y bloques sueltos y dispersos apenas fijados por una vegetación escasa y poco densa.

Finalmente, en los sectores donde la hoz describe meandros cerrados, con un radio de curvatura bajo, -como ocurre en el meandro de la emita de N^a S^a de La Calleja o en el inmediatamente anterior-, el modelado de las laderas depende básicamente de su localización en la cara externa o cóncava o bien en la interna o convexa de éstos. Lo normal en las primeras es la presencia de escarpes continuos cuya verticalidad es mantenida por la continua zapa basal realizada por el río, mientras que en la margen interna las laderas se reducen a estrechas penínsulas constituidas por una serie de replanos separados por escarpes más o menos degradados, que se hacen más nítidos en la parte media o inferior. Estos replanos, aunque rara vez conservan depósitos aluviales, sí parecen -a tenor de sus alturas relativas respecto al cauce- estar ligados con la evolución del encajamiento del río, marcando la progresiva extensión de cada meandro. En todo caso, este tipo de modelado propio de laderas convexas de meandros de bajo radio de curvatura o cerrados será analizado con más detalle al tratar del siguiente tramo de las Hoces del Duratón, donde se pueden observar excelentes ejemplos.

Por su parte, el fondo de la hoz presenta en este tramo por lo general una amplitud algo mayor, situándose entre los 45 y 80 m. Está ocupado por depósitos aluviales o de inundación de granulometría fina (limos y arenas) formando una superficie plana que suele enlazar directamente con las paredes de la hoz, sin apenas presencia de taludes basales, y sobre la que se encaja el lecho actual, cuya anchura gira entorno a los 10 m. Discurre éste encajado sobre los propios aluviones entre 1 y 2 m, aunque su fondo está recubierto de gravas y cantos de naturaleza diversa, y en ocasiones -como ocurre en otros tramos de las Hoces- cuando se adosa a una de las vertientes puede zapar la base de las paredes modelando amplios abrigos o solapos. A diferencia de otros sectores, en los que se aprecian en el llano aluvial varios niveles o terrazas encajadas, en éste sólo se aprecian un único nivel, a excepción del meandro de la ermita de N^a S^a de La Calleja donde pueden reconocerse una terraza situada a + 5 m, otra a + 1,5-2 m. Durante épocas de estiaje, el descenso de la lámina de agua deja ver dentro del lecho barras semilunares de granulometría arenosa.

III.2.1.4.4. El tramo de Hoz entre el meandro de Nuestra Señora de La Calleja y la Presa de Burgomillodo

Este tramo final de las Hoces del Duratón es sin duda uno de los más espectaculares, destacando a grandes rasgos por la gran profundidad y el trazado sumamente sinuoso del cañón y, desde un punto de vista histórico y artístico, por la concentración en él del patrimonio arquitectónico más relevante del Parque Natural (ermita románica de San Frutos, monasterio de la Hoz). Desde una perspectiva geomorfológica, son dos los rasgos principales que se combinan para diferenciarlo del resto: su dirección, prácticamente perpendicular a la seguida por el Duratón en los dos tramos anteriores, y el fuerte encajamiento de los meandros.

Ciertamente, desde la salida del meandro de la ermita de N^a S^a de la Calleja el valle gira de forma brusca y adopta una trayectoria general SSE-NNW, próxima a la que tenía cuando el río empezaba a encajarse en el macizo de Sepúlveda y que no abandonará hasta el final de las Hoces en la presa de Burgomillodo. Al tiempo, el trazado incrementa su carácter meandriforme confiriendo a este tramo final el índice de sinuosidad más elevado del conjunto de las Hoces (1,95): en el corto trecho de 4,7 km, que es la distancia lineal total, el recorrido real del valle es de 9,2 km. Dado que su fondo está inundado en gran parte por las aguas retenidas en la citada presa, no es posible apreciar el índice de sinuosidad del lecho del Duratón. En todo caso, el índice tan alto de sinuosidad del valle refleja una morfología de meandros de grandes dimensiones y muy desarrollados, (próximos a quedar estrangulados), cuyas márgenes cóncavas -debido el fuerte encajamiento- aparecen como estrechas penínsulas.

Por lo que se refiere al contexto morfoestructural, este tramo del valle se abre en el borde occidental del monoclinal de Aldehuela-Hinojosas del Cerro, si bien ahora el río Duratón corta esta estructura de forma transversal, dirigiéndose en sentido contrario al buzamiento de las capas desde el dorso hacia el frente y atravesando finalmente la flexión anticlinal asociada a esta estructura. Además de estas características tectónicas existen notables diferencias litológicas, que han influido en alguno de sus rasgos morfométricos y morfográficos más significativos. Desde este último punto de vista, es posible distinguir dos subtramos: el primero se prolonga a lo largo de casi 8 km desde las proximidades del meandro de la ermita de N^a S^a de La Calleja hasta la cola del embalse de Burgomillodo, en el área donde se ubica la ermita de San Frutos, y está excavado básicamente sobre el complejo dolomítico masivo; el segundo es muy corto (apenas 1,4 km de longitud) y va desde dicha área hasta el final de las Hoces en Burgomillodo, caracterizándose porque la incisión del río ha llegado a excavar el complejo “arenoso silíceo inferior” de lo que se deriva el modelado de un cañón de mayor amplitud.

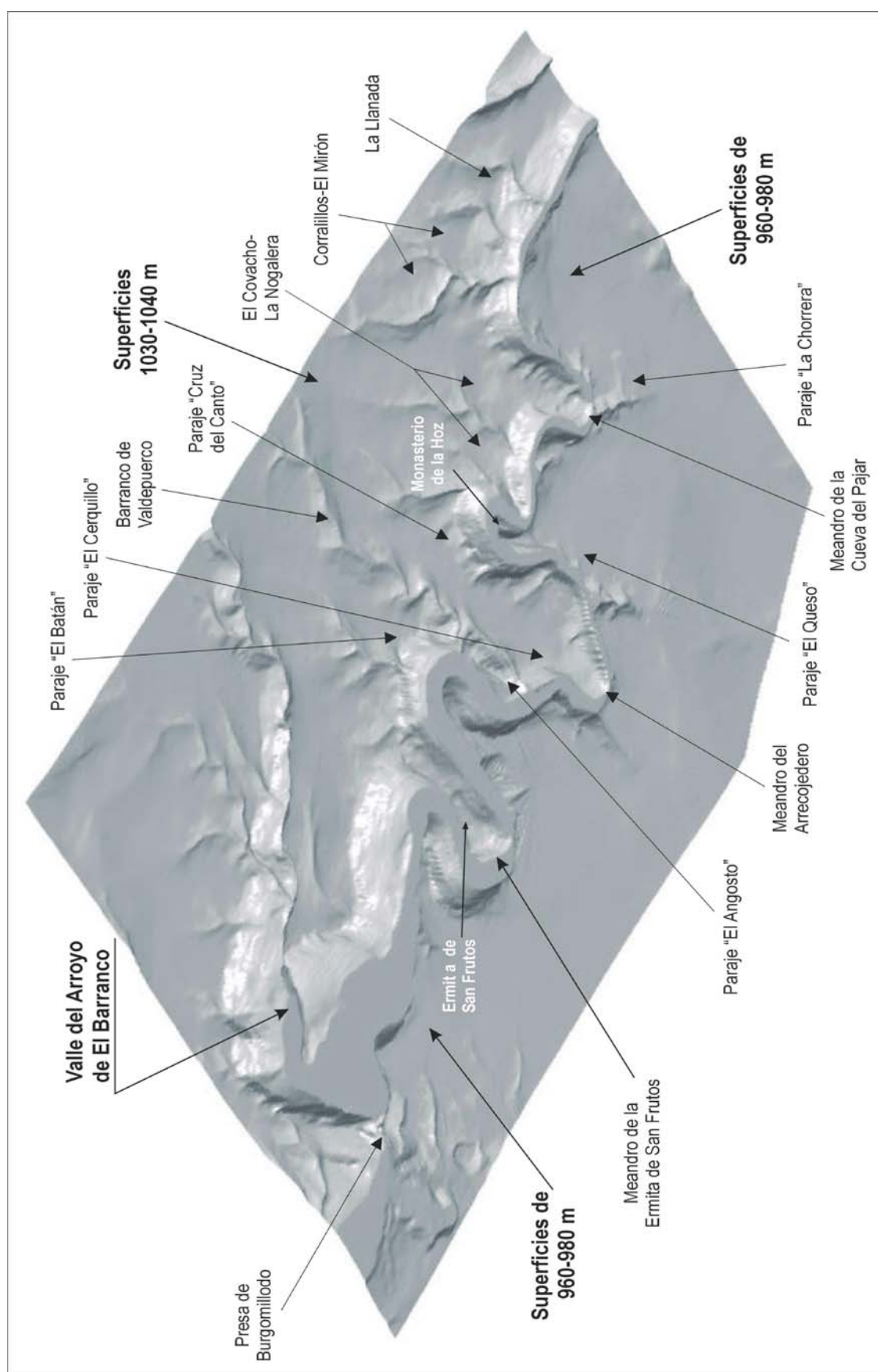


Fig. III.38. Imagen tridimensional del tramo de Hoz entre el meandro de N^a S^a de la Calleja y la Presa de Burgomillodo

III.2.1.4.4.1. El subtramo de Hoz del Monasterio de la Hoz-Ermita de San Frutos

Como se acaba de indicar, este tramo se ha excavado en el extremo occidental del dorso del monoclinal de Aldehuela-Hinojosas del Cerro, cuyo enlace con el de Villaseca (en el que está abierto el tramo anterior) se produce de manera inapreciable debido a que el salto de la falla inversa o cabalgamiento que los separa pierde progresivamente altura hasta desaparecer en esa dirección. En él los diferentes estratos dolomíticos arrasados que configuran el dorso del indicado monoclinal presentan un basculamiento suave hacia el S y el SW hasta quedar fosilizados bajo una cobertera de materiales arenosos cuaternarios. El curso del río Duratón -que como se ha indicado sigue una dirección SSE-NNW- ha atravesado o cortado perpendicular y anaclinalmente esta estructura, dirigiéndose hacia el frente de dicha cuesta. Según se ha dicho de forma reiterada, la altitud absoluta de los monoclinales disminuye rápidamente desde el sector central del frente hacia sus extremos así como desde los frentes hacia los sectores más alejados de los dorsos. Así, en el frente del monoclinal de Aldehuela-Hinojosas del Cerro la altura absoluta decrece desde los 1140-1150 m (incluso localmente llega a los 1176 m en el cerro del Otero) de su parte central hasta los 980-1010 m que presenta en su extremo occidental, donde es atravesado por el Duratón; de igual modo, desde aquí hasta el borde meridional del dorso, justo donde el valle cambia de dirección, la altura disminuye moderadamente hasta poco más de 950 m. Se registra por tanto un levantamiento de unos 50 m en el sentido de flujo del río, lo que es suficiente para que algunos trechos de la hoz alcancen una profundidad importante, acrecentada considerablemente cuando la cara externa de los meandros ha zapado la margen contraria al buzamiento de los estratos.

Como consecuencia de su actividad erosiva dentro del marco estructural descrito el río Duratón ha excavado en este sector un cañón cuya característica más significativa es su elevada profundidad, que normalmente supera los 90-100 m, la cual se combina con una anchura que oscila entre los 200 y los 350 m y un trazado meandriforme de excepcional sinuosidad. Salvo un pequeño trecho inicial rectilíneo, el subtramo es una sucesión de meandros muy encajados y cerrados, alguno de los cuales (como el de la ermita de San Frutos o el inmediatamente anterior) registra una amplitud superior al kilómetro. En él se alcanza un índice de sinuosidad de 2,23, que es el más alto del conjunto de las Hoces.

Al igual que en los tramos anteriores, la hoz propiamente dicha –cuyos rasgos básicos se acababan de exponer- se inscribe en un valle mayor que en este sector presenta una anchura considerable, que oscila entre los 1400 y los 1600 m e incluso puede llegar a superar los 2200 m cuando se desarrolla a favor de la cara interna del algún meandro (como es el caso del meandro de El Arrecojadero). Y es de destacar que la mayor parte de su superficie se localiza en la margen derecha, orientada al W, que puede llegar a representar el 85% del total.

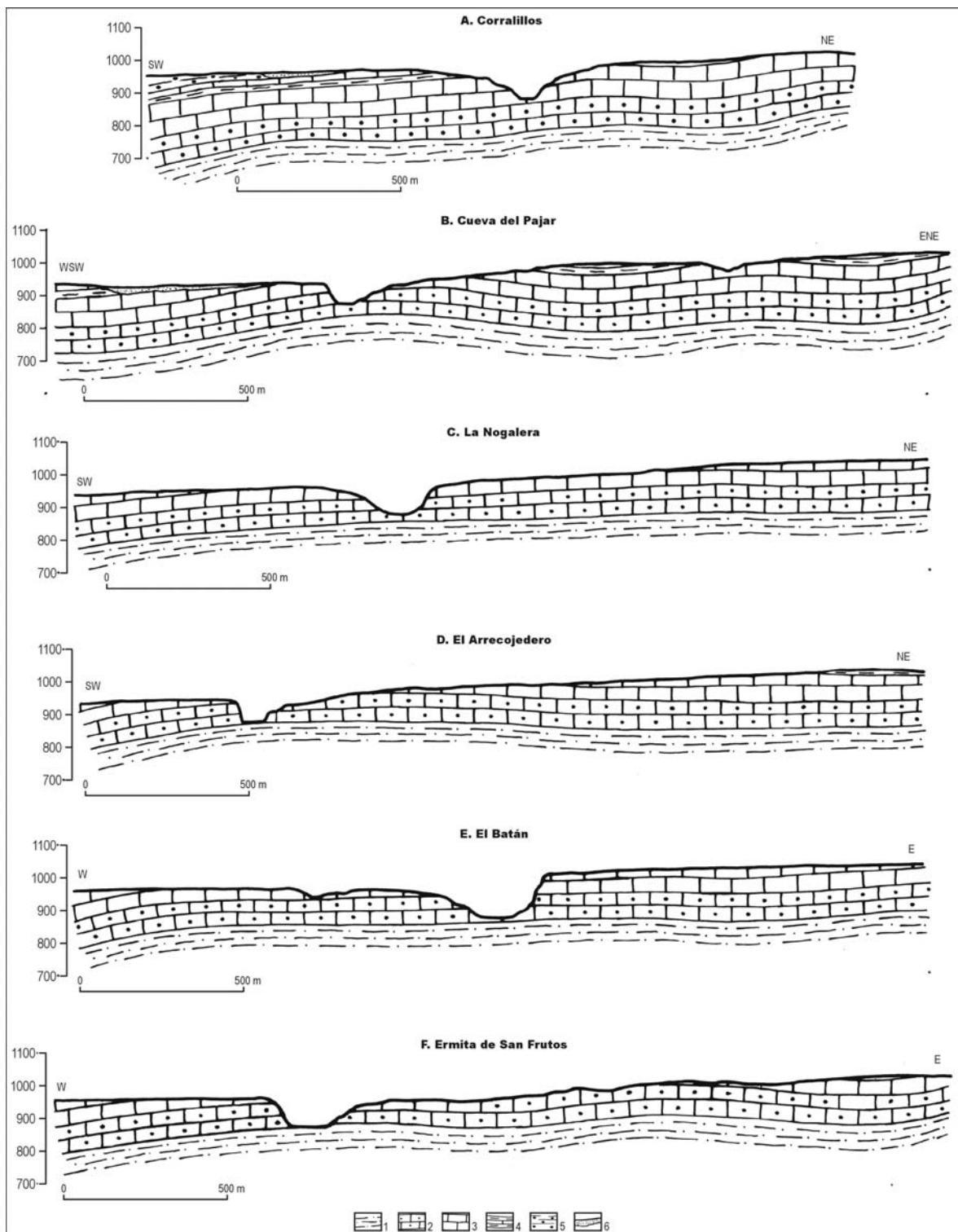


Fig. III.39. Contexto litoestructural en el que se modelan la Hoces del Duratón en el subtramo del Monasterio de la Hoz-Ermita de San Frutos. 1. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 2. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 3. Dolomías masivas del Cretácico superior; 4. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior; 5. Conglomerados calcáreos y arcillas rojas del Eoceno-Oligoceno; 6. Arenas cuaternarias

El perfil de la margen derecha comienza a desarrollarse a partir de una serie de rellanos, a los que se definió en función de su altura topográfica como niveles de aplanamiento de 1015-1030 m. Estos, que aparecen unos metros por debajo de la superficie de aplanamiento más alta que se ha podido diferenciar (nivel de 1035-1045 m), culminando la margen derecha de las Hoces, especialmente en el tramo entre Sepúlveda y la confluencia con el San Juan, pueden constituir una degradación de la anterior hacia el sector occidental, pues en ocasiones resulta difícil su diferenciación y el enlace es gradual. En todo caso estos pequeños y locales aplanamientos enlazan con amplias laderas de pendientes entre 10-15°, que forman la transición entre estos replanos y el encajamiento del cañón. Al igual que en los otros tramos de las Hoces, en estas laderas aparecen a su vez formas o modelados sobreimpuestos que interrumpen su aparente morfometría suave, introduciendo frecuentes inflexiones o pequeñas rupturas de pendiente. Se relacionan con la presencia de hombreras, cerros aplanados y pequeños rellanos; estos últimos son asimilables a niveles de acumulación fluvial, pues conservan un recubrimiento superficial formado por depósitos de facies aluvial. Estos elementos morfológicos que introducen una cierta complejidad en el modelado culminante de las laderas de la hoz pueden observarse entre el meandro de la ermita de San Frutos y el paraje de La Llanada, y son especialmente claros en los parajes de Corralillos-El Mirón y de El Covacho-La Nogalera (Fig. III.40).

Las hombreras forman un alineación más o menos continua de rellanos ligeramente inclinados hacia el valle, localizados inmediatamente por debajo de los aplanamientos de 1020-1030 m. En función del trazado meandriforme, algunas aparecen relativamente alejadas de la hoz, pero otras prácticamente se desarrollan en los bordes mismo de ésta, apareciendo a modo de mordeduras. Se sitúan en ambos casos a +120-130 m del fondo actual y en su superficie no se han encontrado rastros de depósitos aluviales, que pudieran llevar a interpretarlas como un antiguo fondo del río Duratón. Menos dudas en cuanto a un origen claramente fluvial suscitan una serie de tres niveles planos de reducidas dimensiones que se localizan por debajo de los anteriores y aparecen de forma discontinua, al haber sido parcialmente dismantelados por una red de barrancos transversales; en todos ellos, cuya altura relativa respecto al fondo es de +105-110 m, se conserva un recubrimiento superficial importante de cantos de naturaleza cuarzosa.

En torno a estas formas aparecen también algunos cerros alargados, de cima aplanada y de pequeñas dimensiones, modelados sobre los afloramientos dolomíticos-margosos, en cuya base se modelan estrechos rellanos estructurales, al enlazar con las dolomías masivas, que incluso se prolongan sobre los barrancos transversales, al igual que ocurría en la Hoz de Castroserna de Abajo. Probablemente estos cerros, que enrasan o culminan ligeramente por encima de los niveles de acumulación fluvial, constituyen en la actualidad vestigios o relictos de antiguas divisorias o laderas iniciales relacionadas con las primeras etapas de la incisión del río Duratón y posteriormente respetados por éste. Pero también en la cara interna de los meandros incurvados hacia el W se han podido reconocer varios niveles escalonados,

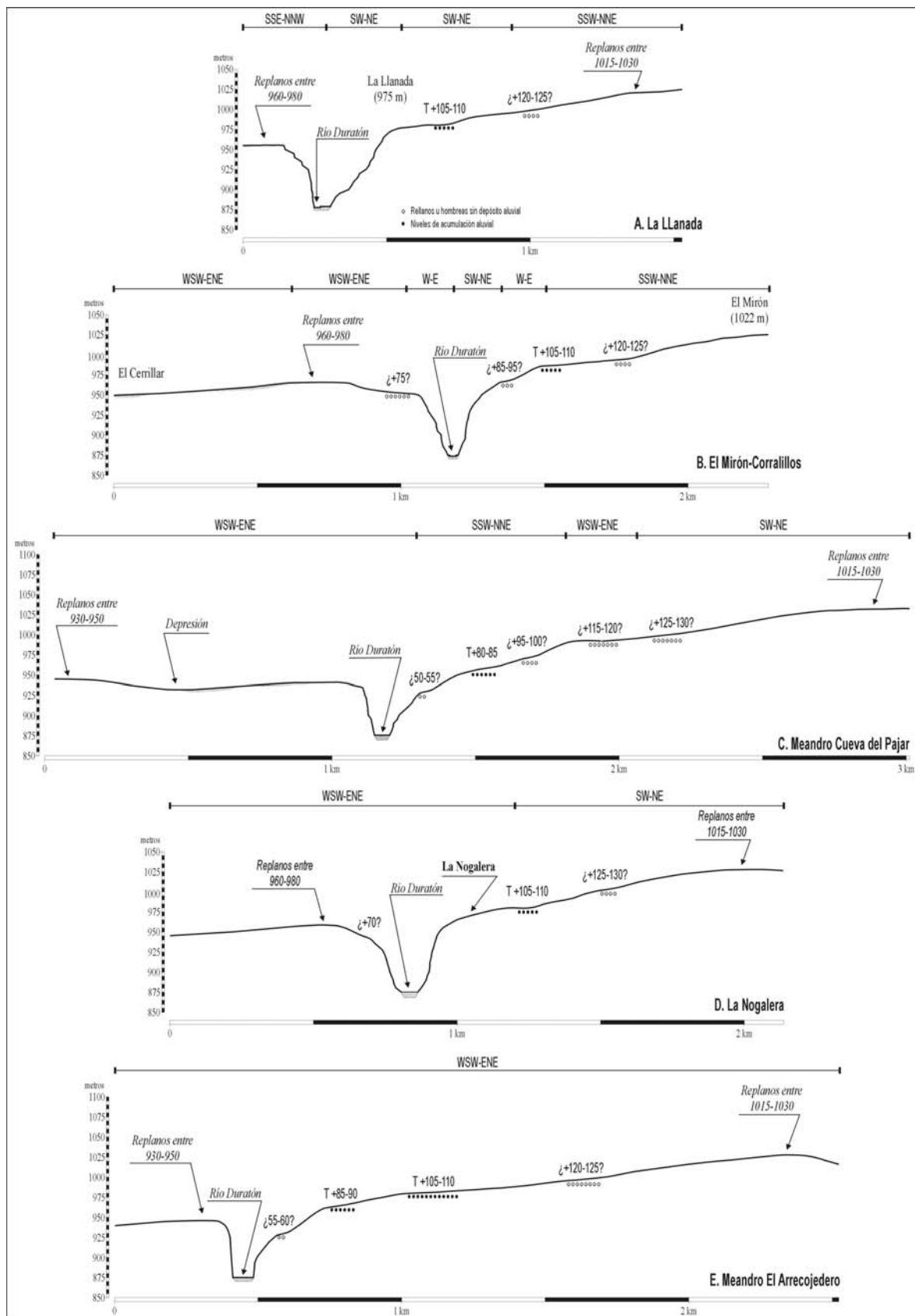


Fig. III.40. Secciones morfotopográficas transversales de la Hoz entre los parajes de La Llanada y el meandro del Arcojedo.

relacionados con el crecimiento o la extensión lateral de éstos. Así, por ejemplo, en el meandro de la Cueva del Pajar aparece un depósito aluvial que ocupa una franja de unos 100 m de amplitud, el cual se encuentra a + 85-95 m. Aguas abajo, en el meandro del Arrecojedero, se pueden distinguir dos retazos del mismo tipo: uno superior, que forma un área aplanada relativamente grande de unos 200 m de longitud y se sitúa a + 105-110 m, y otro inferior que queda colgado a + 85-95 m y presenta una anchura de unos 100 m. Son éstos los últimos enclaves donde se ha podido hallar un recubrimiento aluvial en su superficie, no obstante aparecen otros de morfología similar que, aunque no conservan depósitos, parecen por su altura relativa estar relacionados también con fases de estabilización en el encajamiento del valle. Están ubicados éstos casi sin excepción en la margen interna o convexa de los meandros, constituyendo pequeños y estrechos rellanos, y a ellos se puede añadir la inflexión que se contempla en el estrecho pedúnculo a través del que se accede a la ermita de San Frutos, donde se observa como las capas calizas están rebajadas o erosionadas presumiblemente por la acción de un “Paleoduración”, cuando discurría a + 85-95 m del cauce del río actual.

La posición de los niveles de acumulación, cuyas características sedimentológicas serán luego analizados con cierto detalle, o de erosión detectados llevan a pensar que la mayor amplitud de esta vertiente de la margen derecha está relacionada con la evolución geomorfológica del río Duración, cuyo curso habría registrado un moderado desplazamiento inicial hacia el W (conforme a la inclinación de la estructura tectónica) hasta encajarse después profunda y definitivamente. No obstante, a diferencia del tramo de Hoz de la presa de La Molinilla o de Santa Cruz, parece que en éste el río incidió ya en los primeros estadios de su evolución sobre las dolomías masivas cretácicas, quedando desde entonces “fijado” en estos materiales y excavando en ellos una profunda hoz o cañón. Por esta razón sólo se conservarían niveles aluviales altos en el subtramo ahora analizado, constituyendo por ello un ámbito de particular interés para interpretar la evolución de los fases iniciales de encajamiento de la hoz: en él sólo se han encontrado depósitos por encima de +85-95 m, mientras que en el tramo de La Molinilla o de Santa Cruz es posible encontrar restos de niveles de acumulación fluvial en una amplia gama de alturas relativas (bajas, medias o altas).

Por su parte, la vertiente izquierda del valle presenta un perfil más sencillo, si bien está coronada igualmente por una serie de rellanos no muy extensos, que culminan a una altitud algo más baja (950-980 m). Por debajo de ellos, se diferencian dos sectores cuyos caracteres específicos se relaciona con aspectos morfológicos y con la mayor o menor presencia de la cobertera arenosa eólica del borde oriental de la Tierra de Pinares.

En el primero de ellos, entre el meandro de N^a S^a de la Calleja y el del Monasterio de la Hoz, los citados rellanos (modelados básicamente sobre las unidades de conglomerados calcáreos) dan paso a altas laderas de pendiente suave, de mucho menor desarrollo que las de la vertiente opuesta, que enlazan con una nueva serie de pequeños rellanos, los cuales

preceden al encajamiento brusco del cañón. Parece que son éstos de origen estructural, pues coinciden casi siempre con el afloramiento del techo de las dolomías masivas; sin embargo algunos de ellos -modelados en la cara interna de los meandros- pudieron formar parte de antiguos fondos del valle del Duratón (las alturas relativas y la presencia de restos de depósitos fluviales, aunque menos profusos que los encontrados en la otra margen, parecen demostrarlo). Así mismo, en este sector los indicados componentes del perfil de la ladera se encuentran parcialmente fosilizados por el manto eólico, el cual forma un tapiz de escaso espesor en la superficie de las áreas aplanadas inmediatas al valle. Dicho espesor aumenta considerablemente cuando las arenas se extienden por las laderas altas y por los rellanos estructurales que marcan en borde de la hoz propiamente dicha. Se modelan entonces -como se observa con claridad en el paraje de La Chorrera, en la margen externa del meandro de la Cueva del Pajar- acumulaciones semejantes a dunas, las cuales son movilizadas bien por la deflacción eólica bien por la arroyada, canalizándose por las numerosas entalladuras producidas a favor de diaclasas verticales que caracterizan a las paredes de este corto trecho de la hoz. Y es característico que a la salida de las indicadas entalladuras se formen conos arenosos, sólo visibles en épocas de estiaje o cuando el nivel de agua del embalse esta bajo.

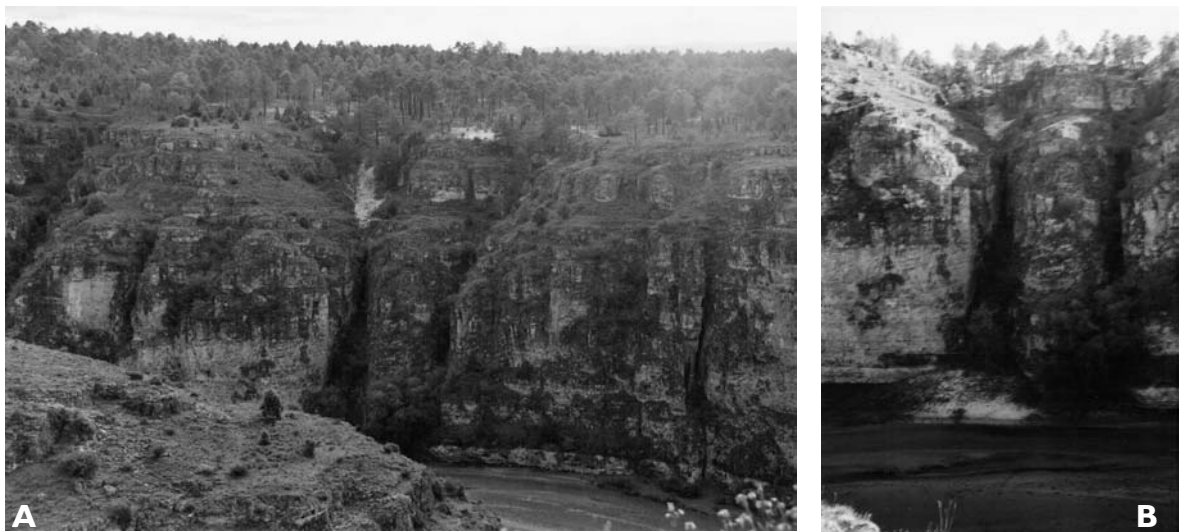


Foto III.52. Canalización de las arenas eólicas a favor de diaclasas o fracturas verticales (A) y formación de conos arenosos sobre el fondo de la hoz (B)

En el segundo sector, más septentrional y localizado entre el meandro del Monasterio de la Hoz y el de la Ermita de San Frutos, los rellanos o replanos altos, que en este caso se labran sobre las dolomías masivas, enlazan directamente con las paredes de la hoz. Además en él las arenas cuaternarias de la Tierra de Pinares quedan relativamente alejadas de valle y apenas tienen presencia en la ladera. Al igual que en el sector anterior, estas áreas aplanadas se mantienen a alturas respecto al fondo del valle entre 90 y 110 m, lo que coincide con las de los niveles de acumulación fluvial más altos encontrados en la margen opuesta; no hay que descartar por lo tanto que estas morfologías pueden haberse desarrollado a expensas de antiguos niveles de base impuestos por el río Duratón en las etapas iniciales de su encajamiento en los estratos dolomíticos.

Tanto en una como en otra vertiente de este tramo, el valle enlaza con la hoz o cañón propiamente dicho a través de una clara ruptura de pendiente, que se produce en la margen derecha en torno a los 950 m en el borde meridional y a los 1000 m en el septentrional, mientras que en la opuesta varía conforme a este mismo sentido entre los 935 y los 975 m. Como consecuencia de estas diferencias altitudinales la profundidad de la vertiente derecha, modelada a favor de la estructura, se mantiene casi siempre por encima de los 90-100 m pudiendo alcanzar en determinados puntos los 120-130 m (parajes de El Batán o de la Cruz del Canto). Por el contrario, las laderas de la margen izquierda, inclinadas en sentido opuesto a la estructura, registran normalmente un desarrollo vertical en torno a los 70-85 m; solamente en algunos puntos correspondientes a la orilla de los meandros llegan a sobrepasar este desnivel, alcanzando los 90-105 m (paraje de El Queso, a la salida del meandro del Monasterio de la Hoz, meandro de la ermita de San Frutos, etc).

La morfología de las laderas de la hoz está también altamente influida por el trazado meandriforme de este tramo, en el que son frecuentes los meandros de bajo radio de curvatura y a la vez de gran amplitud en cuyas márgenes internas o convexas se desarrollan pedúnculos a modo de estrechas penínsulas. Junto a estos meandros cerrados aparecen otros con un radio más amplio y un corto tramo básicamente rectilíneo (con dirección S-N), inmediatamente aguas abajo del meandro de la ermita de N^a S^a de La Calleja. El modelado concreto de las laderas presenta algunas diferencias según se ubiquen en este sector recto, en sectores de meandros amplios o en sectores de meandros cerrados:

En el citado segmento inicial rectilíneo no se aprecian diferencias genéricas en el modelado de ambas vertientes; éstas son de detalle y, en todo caso, suelen estar relacionadas fundamentalmente con la posición relativa del lecho del río dentro del fondo del valle. Las laderas de la margen izquierda (orientadas al E) muestran por lo normal un perfil escalonado donde alternan escarpes -bastante degradados y discontinuos en sus partes alta y media- y taludes de derrubios. Como consecuencia de la degradación de los primeros estos últimos registran un crecimiento lateral y vertical importante, teniendo en algunos sectores una gran anchura. En la parte inferior de esta ladera suelen sucederse escarpes medios separados por un estrecho talud, si bien en los sectores donde el canal del río se adosa a esta orilla puede aparecer un único escarpe de mayores dimensiones. Por su parte, las laderas localizadas en la margen derecha (orientadas al W) son algo más abruptas, pero tienen igualmente un perfil escalonado y presentan en sus sectores alto y medio una reiteración de escarpes pequeños o escalones rocosos bastante degradados, cuya continuidad lateral aparece con frecuencia rota. Esta degradación supone, también en este caso, el desarrollo de taludes de derrubios de moderada pendiente (15-20°) bien desarrollados, que incluso pueden ocupar mayoritariamente estos sectores de las laderas. Solamente la presencia local de algún escarpe mayor aislado que ha resistido la erosión rompe el desarrollo de los indicados taludes, aumentando episódicamente la irregularidad de la pendiente. De igual modo, en el segmento inferior de las laderas de la derecha suelen aparecer escarpes medios (superiores a los 20 m), a veces

desdoblados y separados por estrechas repisas y que parecen relacionarse con la aproximación a esta margen de la lamina de agua.

En los sectores donde el trazado del valle describe meandros relativamente cerrados y de moderada amplitud la morfología de las laderas muestra algunos rasgos propios, aunque se sigue definiendo básicamente como una combinación escalonada de escarpes y taludes. No obstante, en los sectores de la margen cóncava de estos meandros, en los que el canal fluvial zapa o socava directamente la base de las vertientes, se labran paredones o grandes escarpes verticales que en algunos casos pueden llegar a ocupar todo el desnivel del cañón y que se encuentran entre los más destacados de todo el conjunto de las Hoces (como ocurre, entre otros, en los parajes del Monasterio de la Hoz-El Queso, El Cerquillo y El Batán-Valdepuerco). Pero en cuanto el lecho del río se aleja unos pocos metros y deja de zapar directamente la orilla cóncava, la vertiente -sin dejar de mantener una fuerte pendiente- muestra generalmente una repetición de varios escarpes de dimensiones superiores a los 20 m, separados a su vez por otras tantas repisas de escasa amplitud. En muchos sectores, como entre el meandro del Monasterio de la Hoz y el de la ermita de San Frutos, suelen desarrollarse cortos taludes de gravedad que enlazan con el fondo del valle, cuya conservación pone de manifiesto que, aunque se trate de una margen cóncava, no existe en la actualidad ni en un periodo de tiempo reciente una acción de zapa apreciable sobre ella. Por lo que se refiere a las laderas desarrolladas en la parte interna de los meandros, presentan una morfología escalonada típica en la que se suceden varios escarpes medios o pequeños separados por taludes de gravedad o por taludes rocosos. En ocasiones en el lugar de los taludes pueden aparecer rellanos de reducidas dimensiones, cuya génesis parece estar ligada con el encajamiento del valle a tenor de las alturas relativas a las que quedan colgados, equiparables a las de los niveles que conservan depósitos aluviales.

En los sectores caracterizados por la presencia de meandros cerrados y de gran amplitud, en ocasiones superior al kilómetro, es donde con mayor frecuencia las márgenes internas o convexas de los mismos presentan una forma a modo de estrechas y alargadas penínsulas con morfología de *lemniscata* (DÍEZ HERRERO *et al.*, 1996), algunas de las cuales están próximas a quedar estranguladas, como ocurre por ejemplo en el meandro de la ermita de San Frutos, en el del Monasterio de la Hoz o, en el enlace con el anterior tramo de las Hoces, en el de la ermita de N^a S^a de la Calleja. Al mismo tiempo la gran amplitud de los meandros hace posible la presencia de trechos de hoz relativamente poco incurvados, la morfología de cuyas vertientes no difiere apenas de la morfología descrita en el segmento rectilíneo inicial anteriormente analizado. Así, si se realiza un perfil transversal cortando el “tren” de meandros desde el paraje de El Angosto-El Batán hasta la ermita de San Frutos, puede observarse cómo en conjunto las laderas o vertientes presentan escarpes y taludes de derrubios bien desarrollados que se repiten de forma escalonada, siendo lo normal la presencia de tres o cuatro escarpes de potencia media separados por otros tantos taludes (dotados de una mayor o menor cobertera vegetal según la exposición) el último de los cuales sirve de enlace con el

fondo del valle. Solamente en los lugares donde la acción de zapa lateral del canal fluvial afecta a la base de la ladera se desarrolla un gran escarpe y desaparece el perfil escalonado, como ocurre en la margen derecha del meandro de San Frutos.

En conclusión, las laderas de ambas márgenes de este subtramo de las Hoces del Duratón presentan un modelado similar, caracterizado de forma genérica por el escalonamiento de escarpes o cantiles entre los que se desarrollan taludes de derrubios o taludes labrados en la roca *in situ*. La evolución y los diferentes modos en los que se combinan unos y otros depende principalmente del encajamiento fluvial y de las acciones de zapa del canal o lecho del río al aproximarse a una u otra orilla. De este modo, en la parte media y superior de las laderas por lo normal dominan los taludes detríticos o de derrubios con pendientes entre 15-20°, si bien frecuentemente están interrumpidos por escalones rocosos métricos o por algún escarpe algo mayor, aunque inferior a 5-10 m, dando en conjunto la sensación de una ladera de aspecto ruiforme; mientras en la ladera inferior suele ser un fuerte escarpe, cuya mayor o menor desnivel está en relación con la proximidad del curso de agua, la cual puede contribuir significativamente al desarrollo y mantenimiento del indicado escarpe y a romper la continuidad de los taludes de gravedad. Y es de destacar que en muchos de estos trechos de vertiente afectados por la zapa del río los escarpes basales muestran una morfología en extraplomo, con un abrigo o visera producido por socavamiento fluvial y la disolución. Así mismo en los escarpes, además de los elementos morfológicos que se acaban de exponer, se aprecian las huellas de modelados kársticos, de grandes desprendimientos, etc. que serán tratados de forma específica en otro capítulo.

Por lo que se refiere al fondo de este subtramo de la Hoces, suele estar ocupado enteramente por la lamina de agua de la “cola” del embalse de Burgomillodo; no obstante durante el estío o cuando en nivel de las aguas del embalse está bajo puede reconocerse, en el trecho entre el meandro de la ermita de N^{ra} S^a de la Calleja y el del Monasterio de la Hoz, una llanura de inundación de unos 45-50 m de anchura dentro de la que el canal discurre de manera divagante, encajándose sobre aluviones de granulometría fina (arcillo-arenosa). En la margen convexa de los meandros derivados de dicha divagación se forman barras semilunares (o *point bars*), mientras que en los tramos rectilíneos o de menos incurvación es frecuente la formación de barras de *point bar* alternantes y ocasionalmente barras longitudinales a modo de pequeñas islas, adquiriendo entonces el canal una incipiente y estacional morfología de tipo *braided*.



Foto III.53. Vista general del meandro de la Ermita de San Frutos. Las laderas de la orilla interna del meandro muestran escarpes medios escalonados, mientras que las de la margen externa o cóncava están ocupadas por un fuerte escarpe. Asimismo se observa una inflexión cóncava que pudo estar realizada por un antiguo canal del Duratón.



Foto III.54. Laderas ubicadas en un tramo rectilíneo. La posición del lecho sobre la orilla derecha determina un fuerte escarpe que trunca el desarrollo del talud.



Foto III.55. Meandro estrecho del Monasterio de la Hoz

III.2.1.4.4.2. El subtramo de Hoz de la presa del Burgomillodo y del arroyo El Barranco

A pesar de su reducida longitud, se ha considerado conveniente diferenciar este subtramo y analizarlo de forma separada porque en él el río Duratón ha abierto su valle sobre la flexión o pliegue en rodilla de Hinojosas del Cerro-Burgomillodo, asociado al cabalgamiento del Valle de Tabladillo, el más septentrional del macizo de Sepúlveda y mediante el cual se produce el enlace con las morfoestructuras de la Serrezuela o Sierra de Pradales. Concretamente el río atraviesa esta estructura plegada cortando sucesivamente el segmento inicial del flanco S, que se manifiesta como un gran monoclinal (donde se encaja el subtramo de valle anterior), la charnela o núcleo anticlinal y el flanco septentrional del pliegue, muy estirado y verticalizado, que se manifiesta geomorfológicamente en barras o crestas con pendientes superiores a los 60°. Como consecuencia de ello, el río al excavar el valle encuentra en la parte inferior del mismo los materiales detríticos del complejo “arenoso silíceo inferior” del Cretácico. En consecuencia, este segmento final de las Hoces se modela sobre un doble marco litológico: en su parte superior sobre el complejo “dolomítico masivo” y en la inferior sobre las indicadas “arenas-silíceas”.

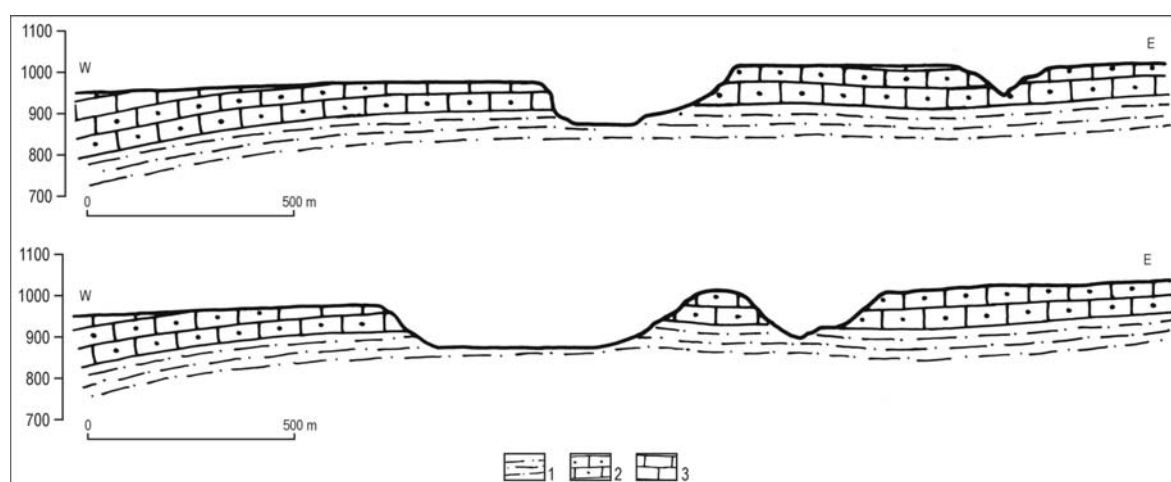


Fig. III.41. Contexto litoestructural en el que se modelan las Hoces del Duratón en el subtramo del Embalse de Burgomillodo. 1. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 2. Dolomías y calizas del Cretácico superior; 3. Dolomías masivas del Cretácico superior

Debido principalmente a esto último la morfometría y la morfografía cambian sustancialmente, siendo su característica más sobresaliente la mayor amplitud del valle, constituido enteramente por la hoz o cañón. La anchura de éste se incrementa desde los 450 m, a la salida del meandro de la ermita de San Frutos, hasta los 550-600 m poco antes de confluir con el arroyo El Barranco; y desde esta confluencia hasta la el muro del embalse se alcanza la máxima anchura, superior a los 1100 m. Puede por tanto hablarse de un tramo que tiene bastante afinidad con la denominada “hoz abierta” del Casilla, modelada por este afluente inmediatamente antes de atravesar el pliegue en rodilla de Sepúlveda. Al incidir sobre la misma secuencia litológica (con materiales dolomíticos masivos en la parte superior

y grandes espesores de materiales arenosos muy deleznales, en la inferior), en ambos casos los ríos han podido llevar a cabo un progresivo ensanchamiento del valle y han encontrado también menos dificultades para profundizar, modelando así una hoz o cañón muy encajado o profundo, pero a la vez con un fondo significativamente más amplio.

En el subtramo ahora analizado ambos bordes de la hoz están coronados por áreas aplanadas, que son la continuación de las descritas en el tramo del Monasterio-Ermita de San Frutos y que en la margen derecha culminan en torno a los 1015 m, mientras que en la contraria lo hacen a 975-980 m. Esta diferencia altitudinal se traduce en el mayor desnivel de la vertiente correspondiente a la primera, cuya profundidad hasta la lamina de agua del embalse oscila entre 125 y 140 m y supera apreciablemente la profundidad de la margen izquierda, que sólo alcanza los 95-105 m.

Las indicadas culminaciones planas conectan directamente a través de un brusca ruptura de pendiente con las vertientes del cañón, cuyo rasgo más sobresaliente y que las diferencia de las del resto de las Hoces es su típico perfil “cantil-talud”, definido por la combinación de un gran escarpe superior y un amplio talud de gravedad desarrollado a sus pies. Aunque esta morfología de laderas es prácticamente idéntica en ambas márgenes, las cuales destacan por su aparente simetría, pueden apreciarse algunas diferencias entre ellas. Así las laderas de la margen izquierda, en este caso expuestas al Este, presentan un escarpe culminante que en ocasiones puede estar desdoblado, dividiéndose en dos o tres de tamaño medio, al pie del último de los cuales desarrolla un amplio talud de derrubios regularizado de entre 50 y 70 m de anchura y 30° de inclinación que suele terminar de forma nítida sobre la lámina de agua. Por su parte, las laderas de la margen derecha, orientadas al W y al NW, arrancan en un fuerte y único escarpe cuya superficie más próxima al borde de la hoz muestra un pequeño lapiaz y numerosas grietas verticales derivadas de la disolución de la dolomía en los planos de estratificación que separan grandes paneles rocosos, alguno de los cuales pueden llegar a desprenderse mientras que otros quedan aislados en la pared a modo de agujas; en todo caso, a partir de la base de los escarpes se extiende igualmente un amplio talud de gravedad, cuya anchura puede variar entre unos 120 y 200 m y cuyo perfil es rectilíneo (con una pendiente entre 25-30°) pero acaba en su parte inferior en una concavidad basal que enlaza con el fondo del valle. Posiblemente la presencia de este enlace cóncavo se deba a la mayor extensión de afloramiento del complejo arenoso silíceo de la base del cretácico superior en esta última vertiente, lo que habría permitido el desarrollo de un talud parecido al que se observa en algunos sectores de la hoz-combe de Sepúlveda modelada por el río Caslilla.

Tanto en una como otra vertiente estos taludes reglados se encuentran en la actualidad fitoestabilizados y presentan una cubierta vegetal formada por pastizal salpicado por pies arbóreos de sabina albar. No obstante, se observa una mayor sequedad y una tasa de cobertura algo menor en los taludes de la margen derecha, lo que se manifiesta en una profusión mayor de cantos sueltos sobre su superficie. La organización interna y las características

sedimentológicas del depósito coluvial no es fácil de apreciar debido a la escasez de buenos cortes; sólo algunos barrancos transversales han cortado someramente el talud dejando entrever una formación detrítica tipo *groize* constituida por clastos calcáreos empastados en abundante matriz fina.

Las facilidades dadas a la labor de zapa lateral y de excavación efectuada por el río Duratón por los materiales más deleznable de la base del Cretácico superior ha favorecido el desarrollo en este segmento de un fondo de valle muy ancho, superior normalmente a los 250-300 m y cubierto en la actualidad por las aguas del embalse, que alcanza su amplitud máxima (alrededor de 700 m) justo en la confluencia del arroyo de El Barranco.

Presenta este modesto arroyo un valle cuyos rasgos son los propios de una hoz bien desarrollada, con una anchura de unos 400 m y una profundidad entre 125 y 130 m, si bien su fondo es estrecho (inferior a 20 m). Estas grandes dimensiones (la anchura es superior a la de la propia hoz del Duratón) sólo pueden explicarse teniendo en cuenta que el Barranco en su tramo inmediatamente anterior a su desembocadura en el Duratón ha incidido básicamente sobre el complejo arenoso-silíceo, sólo culminado por la serie de dolomías masivas en la parte superior de las laderas. De este modo, dichas laderas presentan la misma organización que en el tramo final de las Hoces: en ambos márgenes su parte alta suele estar formada por un escalonamiento donde se combinan varios escarpes fuertes, a los pies del último de los cuales se desarrolla un extenso talud con una pendiente de 25-30°, modelado en su parte inferior sobre la formación detrítica del Cretácico. Es de destacar que en este talud -que en la vertiente derecha suele terminar en una sección cóncava- se observan pequeños deslizamientos de tierra con las mismas características que el observado frente a Sepúlveda, pero que en este caso parecen estar provocados por el progresivo encajamiento del barranco, que mantiene una cierta inestabilidad en las laderas. Presentan estos deslizamientos, que afectan a la citada formación detrítica, una pequeña cabecera semicircular que marca la cicatriz del arranque y una pequeña lengua de material desplazado, cuya proximidad a la cabecera indicaría en general un leve y superficial movimiento.

Junto a estas formas relacionadas con la dinámica reciente de las laderas aparece en este barranco lateral otra ligada con la karstificación y la sedimentación química. Se trata de un depósito de toba o de travertino que, aunque su presencia es casi anecdótica, tiene el valor de ser el único que se puede reconocer en todo el conjunto de las Hoces del Duratón. Concretamente, se localiza a lo largo de un escarpe de medio tamaño (8-10 m) y su origen parece relacionarse con el agua de algún manantial procedente de la parte superior de las laderas y que discurre posteriormente por la pared de este escarpe. La precipitación química de estos carbonatos ha formado algunos moldes de las especies vegetales rupícolas capaces de enraizar en las grietas de las paredes o de adosarse a ellas.

Aguas arriba, la morfología del barranco cambia sensiblemente en relación con la desaparición en su parte inferior de la formación detrítica del Cretácico, debido a lo cual se modela enteramente sobre las dolomías masivas: al tiempo que la profundidad y la anchura disminuyen progresivamente, las laderas muestran un típico escalonamiento de escarpes y taludes de derrubios, que se repiten varias veces hasta enlazar con un fondo “en cuna” dentro del que se diferencia una estrecha franja aluvial (inferior a los 10 m). Y, a medida que se remonta el valle, los escarpes progresivamente disminuyen en desnivel o incluso terminan por desaparecer, siendo sustituidos por taludes regularizados.



Foto III.56. Vista general del tramo de hoz del Embalse de Burgomillodo, que muestra laderas típicas de “cantil-talud”



Foto III.57. Aspecto de los coluviones del talud detrítico de la margen derecha del valle.



Foto III.58. Detalle del edificio tobáceo localizado en la margen derecha del Arroyo del Barranco

III.2.2. LOS VALLES EN GARGANTA DE LOS BLOQUES GRANÍTICO-METAMÓRFICOS PALEOZOICOS

Los valles de este tipo se modelan cuando los ríos atraviesan las bandas o áreas metamórficas del piedemonte, constituidas básicamente por gneises y esquistos tanto en el sector de Pedraza-Prádena como en el de Somosierra-La Pinilla.

En el primero, las gargantas se desarrollan en los tramos por donde los cursos de agua atraviesan las estrechas franjas gneísicas y graníticas -intercaladas entre los afloramientos de materiales calcáreos- que constituyen el denominado piedemonte silíceo. Al atravesarlas, el Cega (junto con sus afluentes el arroyo del Vadillo y el arroyo de Las Pozas) y el San Juan se han encajado con relativa profundidad, adquiriendo sus valles durante unos pocos kilómetros un claro y agudo perfil transversal en “V”. Dentro del territorio objeto de estudio solamente se encuentra una de estas gargantas: la abierta por el río San Juan cuando atraviesa el sector oriental de una estrecha faja silícea formado por materiales gneísicos en contacto con el plutón granítico de Ventosilla y enmarcada a uno y otro lado por las series cretácicas.

En el piedemonte de Somosierra-La Pinilla, constituido por distintas facies de gneises y esquistos (que en su parte más oriental están fosilizados por los materiales detríticos de la raña de Riaza), los ríos y arroyos que nacen entre la sierra de la Cebollera y la cuerda de la Pinilla se han encajado también y han modelado un importante conjunto de valles con rasgos semejantes a los de las “gargantas”. Dichos valles, junto con los abiertos por algunos arroyos, accidentan y compartimentan el piedemonte hasta confluir -justo al adentrarse en la cuenca miocena- dando origen a los ríos Duratón, Cerezuelo y Serrano. Este conjunto de gargantas se definen igualmente por su perfil transversal en “V”, por su moderada profundidad y por su corto recorrido, debido a la escasa anchura del piedemonte de Somosierra. Dentro de la parte de éste incluida en el ámbito de estudio pueden diferenciarse las gargantas sencillas, que se abren enteramente sobre los materiales metamórficos, y las gargantas complejas, que se han excavado inicialmente sobre los materiales detríticos de la raña hasta finalmente incidir en el roquedo esquistoso o gneísico.

III.2.2.1. La garganta del San Juan en el paraje de Valdeobispo

La garganta abierta por este río, a la que se ha denominado “garganta de Valdeobispo”, se extiende desde la localidad de Pradenilla hasta las proximidades del pueblo de Castroserna de Arriba y tiene un recorrido longitudinal de unos 3 kilómetros. Como se ha dicho, está modelada sobre materiales metamórficos del zócalo, dentro de los que predominan los gneises, pertenecientes al bloque basculado de Prádena, fuertemente levantado por una falla inversa de gran salto; debido a ello la erosión dismanteló muy pronto la cobertera cretácica y paleógena, dejando al descubierto los materiales del basamento paleozoico (Fig. III.42). Este

bloque se dispone en sentido perpendicular al de la corriente del San Juan (SE-NW), como consecuencia de lo cual este río ha modelado en él una garganta corta y relativamente profunda, con un fondo muy ligeramente inclinado (la pendiente media del canal es de 2,12%) donde se reconocen varias rupturas de pendiente. Dicha garganta tiene una anchura aproximada de 500 m y una profundidad que varía desde los 30-40 m de su inicio hasta los casi 120 metros de su final (Alto de Valdeobispo), encajándose en poco más de 3 km unos 65 m. Sus vertientes presentan en algunos sectores importantes disimetrías, de modo que la profundidad en la vertiente izquierda aumenta paulatinamente hasta llegar a los citados 120 m, mientras que en la vertiente derecha este desnivel se sitúa en torno a los 50 m. Esta última también es más irregular, lo cual puede estar en función del propio basculamiento de la estructura hacia el SE, del posible efecto de la cercana intrusión granítica de Ventosilla o de la incidencia de fracturas locales, que pueden individualizar o desnivelar algún bloque menor.

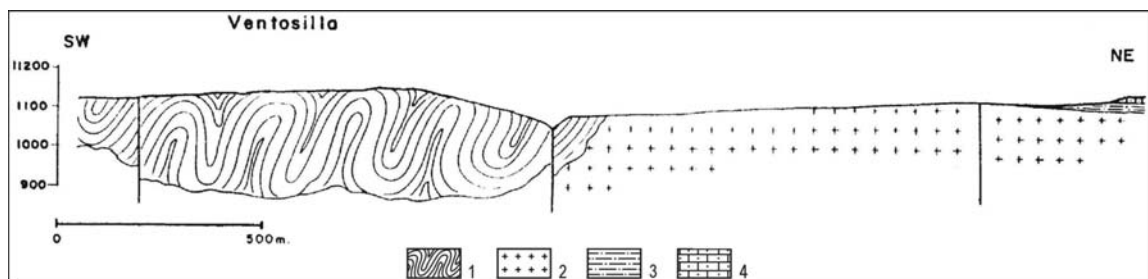


Fig. III.42. Contexto litoestructural en el que se modela la garganta de Valdeobispo. 1. Gneises; 2. Granito intrusivo; 3. Conglomerados cuarcíticos, areniscas, arcillas, margas, dolomías y arenas y arcillas versicolores del Cretácico superior; 4. Dolomías y calizas del Cretácico superior.

El modelado de este tipo de valle está en función, por una parte, del comportamiento geomorfológico particular de las rocas cristalinas ante los procesos meteóricos de alteración, debido al cual hay que diferenciar dos fases sucesivas: una, centrada en la descomposición o arenización de la masa rocosa aprovechando la red de diaclasas, y otra en la que las acciones erosivas arrastran o evacúan las alteritas resultantes hasta dejar al descubierto los núcleos rocosos no arenizados. De otra parte, dicho modelado está en función de la propia acción del río, ya que la progresiva profundización de su lecho genera vertientes de creciente desnivel y significativamente inclinadas y mantiene su dinámica. Puede decirse así que la forma de las laderas de este tramo de garganta depende de la mayor o menor competencia de los procesos fluviales y de dinámica de vertientes para desplazar el manto de alteración (arenoso-arcilloso y de color ocre), cuya mayor o menor presencia y volumen son un control básico de la morfología del perfil transversal del valle (Fig. III.43). En los sectores donde las laderas están prácticamente recubiertas por productos de la alteración predominan las formas regularizadas con un típico perfil convexo-rectilíneo-cóncavo. Sin embargo, lo más frecuente es que las vertientes estén parcialmente desnudadas; en este caso el perfil se hace escalonado y se caracteriza por la alternancia de escarpes rocosos y taludes (desarrollándose éstos allí donde se ha conservado el manto de alteración). Finalmente, allí donde esta capa de alteritas ha sido totalmente eliminada por la erosión, la vertiente pasa a ser un gran escarpe rocoso.

En general los taludes desarrollados sobre la formación alterítica ocre -aunque afectados a veces por pequeños acarcavamientos- se encuentran en una fase de fitoestabilización, como lo demuestra la presencia en algunos sectores de la garganta de una densa vegetación y la rápida regeneración natural de las plantas en otros. El tapiz vegetal que los coloniza es variado, destacando entre las especies arbóreas la encina, el rebollo (en las laderas más húmedas y expuestas al E del Alto de Valdeobispo) y, sobre todo, la sabina albar. En los estratos inferiores predominan las retamas, los tomillos, los espinos y el pastizal.

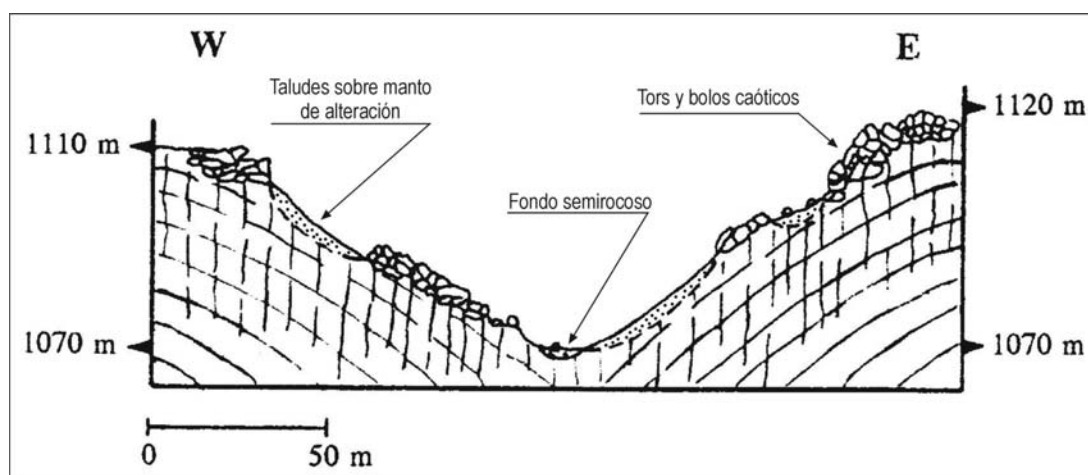


Fig. III.43. Sección morfológica transversal de la garganta de Valdeobispo

La denudación parcial del manto de alteración puede dejar al descubierto las masas rocosas sanas, más resistentes y compactas, que accidentan la topografía de la superficie de las vertientes formando resaltes rocosos de muy diverso tamaño, adquiriendo en conjunto una configuración ruiforme en la que grandes bloques o bolos subredondeados aparecen dispersos o, más frecuentemente, se agrupan de forma caótica a modo de tors desordenados. El mayor dominio de los bolos y la escasez de lanchas o lájas rocosas que en ellos se registra sugiere el predominio del diaclasado vertical sobre el horizontal. Al pie de algunos de estos resaltes rocosos se han desarrollado pedreras de pequeño tamaño, sobre todo en vertientes expuestas al E y en enclaves de mayor humedad, como sucede en la margen izquierda del valle.

Por su parte, el fondo de la garganta de Valdeobispo queda prácticamente reducido al lecho que canaliza la corriente de agua y se encuentra modelado en la propia roca metamórfica, sólo recubierta a veces por bancos de arena y grava. Su perfil longitudinal es bastante accidentado y en él se aprecian varios resaltes o escalones en los que el río San Juan forma pequeñas cascadas. Su anchura oscila entre los 4 y los 6 metros, su profundidad alcanza aproximadamente 0,5 m y su trazado es prácticamente rectilíneo (como se deduce del bajo índice de sinuosidad medio: 1,04). Poco antes de terminar el tramo de garganta, la presencia de una pequeña presa construida aprovechando uno de los salto naturales del río -y actualmente abandonada- ha modificado sensiblemente el fondo del valle: aguas arriba de ella se han sedimentado una gran cantidad de materiales, cuyo estudio sedimentológico -como se

explicará mas adelante- ha servido de base para evaluar la competencia del arrastre fluvial así como el ritmo de acumulación de la carga aluvial.

III.2.2.2. La gargantas del piedemonte de Somosierra-La Pinilla

Como se puso de manifiesto en el capítulo de las morfoestructuras, el piedemonte de Somosierra aparece como una suave rampa que se inclina ligeramente entre 1 y 2° hacia la cuenca sedimentaria y enlaza con una pendiente de unos 5° con las faldas de la sierra. Desde un punto de vista morfológico se caracteriza por la escasa presencia de relieves rocosos residuales (tors, dorsos de ballena o bolos) y por la continuidad de un manto de alteración de escaso espesor, en cuya superficie aparece una gran abundancia de arenas y gravas junto con algunos cantos y bloques. Hacia el E esta rampa alterada se encuentra fosilizada por un potente nivel de materiales detríticos miocenos, sobre los cuales descansa la formación detrítica del abanico de la raña de La Pinilla-Riaza.

Pese a esta básica simplicidad, el piedemonte se encuentra diseccionado y fragmentado por los ríos que descienden de los relieves montañosos (Duratón, Cerezuelo y Serrano) así como por arroyos afluentes a ellos que nacen en su propio ámbito. Estos ríos y arroyos han abierto una sucesión de gargantas estrechas y relativamente profundas, con un claro perfil transversal en “V” y un perfil longitudinal de cierta pendiente, en la que -como se señaló- es posible diferenciar las que se abren directamente sobre los materiales metamórficos, cuyo modelado es semejante al de la garganta de Valdeobispo, de aquellas otras que antes de encajarse en estos materiales han tenido que atravesar las formaciones detríticas miocenas y plio-cuaternarias, presentando en consecuencia un modelado mixto.

III.2.2.2.1. Las gargantas de Somosierra

Estas gargantas se abren en el sector del piedemonte que encara al puerto de Somosierra, a ambos lados de la Autovía A-1. A la izquierda de la citada autovía (según se desciende del puerto) sólo merece atención la pequeña garganta abierta por el río Duratón, mientras que a la derecha se encajan una serie de gargantas, que confluyen a la altura de Cerezo de Abajo. Son las del río de la Garganta y del río Cerezuelo, que nacen en las cumbres de la sierra, y las de los arroyos del Carrascal, de Valseco, de los Chorrillos y de Resquisiruelas, que tienen su cabecera en el propio piedemonte (Fig. III.44).

El Duratón, que en este tramo alto también recibe el nombre de río del Puerto, ha excavado una pequeña garganta cuyo recorrido se acerca a los 4 km y se extiende desde las proximidades del núcleo de Las Rades hasta el de Sigüero. Este corto tramo presenta como rasgos morfométricos más relevantes su escasa anchura, que rara vez sobrepasa los 200 m, y

su moderado encajamiento, pues prácticamente desde su inicio hasta su parte final no supera los 30 m de profundidad, aunque en él se salva un desnivel de 138 m con una pendiente media de canal de 3,59%. A pesar de sus reducidas dimensiones el valle tiene un característico perfil en “V”, donde las laderas por lo general de pendiente moderada entre 10-20° encierran un fondo constituido únicamente por un lecho estrecho, rocoso y básicamente rectilíneo (Índice de sinuosidad media del canal = 1,01). Se caracteriza normalmente por la presencia de laderas regularizadas y bastante estables modeladas sobre un manto de alteración que no parece tener un gran espesor y suele estar colonizado por vegetación (pastizales, tomillares e individuos de espinos o rebollos). Pero con cierta frecuencia este manto ha sido barrido o lavado, pudiendo aparecer localmente núcleos rocosos sanos en algún sector de la ladera; ello ocurre principalmente en la parte inferior de ésta, donde la denudación es favorecida por la propia dinámica fluvial. Estos afloramientos rocosos, constituidos por gneises, forman pseudotors que rompen la regularidad de la ladera, dando lugar a escarpes de desnivel variable, aunque suelen oscilar entre 1 y 5 m. En los poco menos de 4 km de recorrido de esta garganta, a la que se puede denominar garganta de Las Rades, se aprecia un desigual modelado de las laderas según la orientación: por regla general, en las laderas situadas a solana el manto de alteración es menor, apareciendo con frecuencia el sustrato rocoso accidentando la vertiente, mientras que en las de la umbría el manto de alteración suele ocupar toda la ladera, adoptando ésta una forma regularizada y estabilizada por la mayor presencia de vegetación.

Fig. III.44. Contexto litoestructural en el que se modelan las gargantas de Somosierra. 1. Gneises; 2. Metasedimentos (paragneises, esquitos); 3. Dolomías tableadas y margas del Cretácico superior; 4. Conglomerados calcáreos y arcillas rojas del Eoceno-Oligoceno; 5. Lutitas rojas y conglomerados de la facies Miocena de Soto-Castillejo; 6. Raña

cabecera en el sector del Pico de Tres Provincias. Tiene ésta algo más de 5 km de longitud, en los cuales su perfil longitudinal mantiene una pendiente moderada, en torno a 3,8%, para descender unos 190 m en este corto trayecto; con una profundidad de 30-40 m, su perfil transversal presenta una anchura entre 200 y 240 m, aunque en su parte final (antes de confluir con el valle de río Cerezuelo) aumenta hasta aproximadamente 400 m. Esta garganta, lo mismo que las otras que accidentan el piedemonte, está modelada básicamente sobre los mismos materiales en los que se excava la garganta de Las Rades (gneises glandulares y leucogenises), siendo su morfología prácticamente igual a la de ésta: predominan las vertientes cubiertas de alteritas (en especial en las laderas orientadas al E o NE), pero con frecuencia aparecen resaltes rocosos a modo de tors, más abundantes en las laderas de la margen derecha (orientadas al W).

III.2.2.2.2. Las gargantas mixtas del piedemonte de La Pinilla

En el sector más oriental del piedemonte de Somosierra-La Pinilla, correspondiente al tramo que encara a la estación de esquí de “La Pinilla” se abre un conjunto de valles encajados de mayor complejidad debido a que se han excavado sobre varios ámbitos litológicos superpuestos, cada uno de los cuales presenta un comportamiento muy desigual (hasta contrastado) ante los procesos de modelado. Como anteriormente se señaló, este sector del piedemonte está constituido básicamente por esquistos y micaesquistos, los cuales se encuentran recubiertos por formaciones detríticas que se corresponden con facies arcillosas y conglomeráticas del Mioceno, descansando sobre ellas a modo de coraza los materiales conglomeráticos plio-pleistocenos de la raña. Esta sucesión litoestratigráfica se encuentra diseccionada por varios cursos de agua alóctonos (los ríos Cerezuelo y Serrano y el arroyo de San Benito) y por numerosos arroyos autóctonos (de la Buitrera, de Valseco, de Ortigasas y de Valdeafagua). Todos ellos inciden inicialmente sobre la raña, posteriormente atraviesan los afloramientos detríticos más deleznable del Mioceno y por fin -los que han tenido una mayor capacidad erosiva- llegan a excavar los materiales metamórficos, más duros y compactos (Fig. III.45).

Los valles de los ríos Cerezuelo, Serrano y San Benito, cuyo nacimiento se sitúa en la cuerda de La Pinilla, están modelados en todo su recorrido por el piedemonte (en torno a 8 km) sobre los materiales metamórficos. Por el contrario, los de los arroyos afluentes se inician en la propia superficie de la raña y, aunque al principio apenas se encajan tanto en estos materiales como en los miocenos, rápidamente inciden en los materiales metamórficos excavando cortas (entre 3 y 5 km) y relativamente profundas gargantas. Al desarrollarse sobre esta combinación morfolítica pueden definirse como valles mixtos, cuyo perfil transversal muestra un tramo superior relativamente abierto (con una anchura que en los más importantes -Cerezuelo y Serrano- oscila normalmente entre los 500 y 700 m y puede alcanzar los 1000 m en áreas de confluencia) y un tramo inferior, precedido por lo general por

una clara ruptura de pendiente, que reúne los rasgos propios de una garganta: escasa amplitud y un perfil transversal en “V”. La profundidad media de estas “gargantas mixtas” principales oscila entre los 30 y los 50 m, si bien en líneas generales ésta aumenta a medida que los ríos descienden desde que entran en el piedemonte hasta que alcanzan la cuenca sedimentaria, de tal modo que en su sector final pueden aproximarse a los 60-70 m de profundidad. En su recorrido estas gargantas descienden en torno a los 370-380 m y sus *talwegs* mantienen un perfil longitudinal con pendientes entre 4,70% y 4,30%.

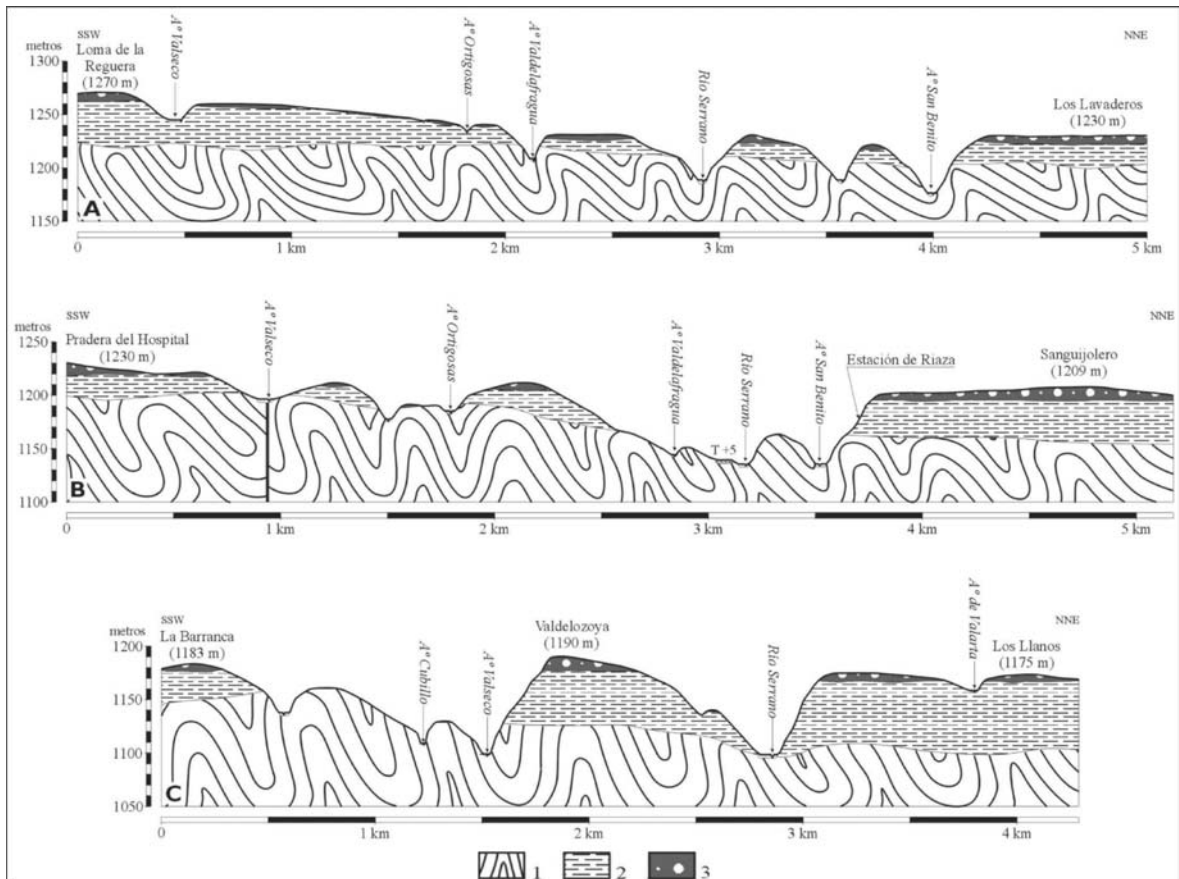


Fig. III.45. Contexto litoestructural en el que se modelan las gargantas de La Pinilla. 1. Esquistos y micaesquistos; 2. Conglomerados y niveles de lutitas rojas de la facies Miocena de La Pinilla-La Quesera; 3. Raña

Estas peculiares características morfométricas se corresponden con un modelado de vertientes que también es singular. Arrancan éstas en el nivel de la raña con un tramo de perfil rectilíneo y unos 10-12° de pendiente, definible desde un punto de vista morfológico como un glacis detrítico constituido por materiales provenientes tanto de los niveles de la raña como de las formaciones miocenas infrayacentes. Estos glacis, que están afectados por incipientes acarcavamientos, acaban enlazando en su base con el sustrato rocoso constituido por esquistos y gneises a través de una disminución de la pendiente (<5°) en un tramo ligeramente cóncavo. A partir de aquí y tras una clara ruptura de pendiente puede decirse que comienza el modelado propiamente dicho de las gargantas: el valle se hace más angosto y las vertientes, que presentan una pendiente entre 15 y 20°, aparecen recubiertas

de alteritas y suelen estar fitoestabilizadas. No obstante, con frecuencia se observan pequeños escarpes y resaltes rocosos que accidentan el perfil, especialmente en el sector más próximo al lecho fluvial.

Al igual que ocurre en las gargantas anteriormente analizadas, la presencia de estos accidentes rocosos así como la de mantos de alteración algo menos estabilizados por la cubierta vegetal se registra con más reiteración en las laderas de la margen derecha, orientadas preferentemente al W o al S (es decir, de solana). Se observa asimismo una ligera disimetría ya que las vertientes de la margen izquierda son algo más desarrolladas que las de la margen derecha; no obstante esto sólo se aprecia en la parte de los valles que está excavada en los afloramientos detríticos miocenos y pliocenos, ya que cuando los cursos de agua se encajan en los materiales metamórficos no se aprecia este diferencial desarrollo de las vertientes.

Por lo que se refiere a su fondo, estas gargantas no presentan ninguna diferencia con las de Valdeobispo, de las Rades o del arroyo de la Garganta. En concreto, en estas gargantas que surcan el piedemonte de La Pinilla el fondo se caracteriza por su escasa amplitud, que raramente supera los 3 m, su bajo índice medio de sinuosidad ($ISM = 1,03$) y por el hecho de que se encuentra totalmente relleno de cantos y bloques.

III.2.3. LOS VALLES EN "NAVA" DEL CONTACTO ENTRE EL ZÓCALO Y LA COBERTERA DETRÍTICA MESOZOICA

En las áreas de contacto entre el piedemonte calcáreo y el gneísico, a lo largo del borde N del Sistema Central, se desarrollan con relativa frecuencia áreas deprimidas o "navas" (SANZ HERRÁIZ, 1988; MORENO SANZ, 1988). Cuando los ríos atraviesan dicho contacto, donde localmente afloran los materiales arenosos de la base del Cretácico, modelan valles muy amplios donde domina un extenso fondo aluvial de topografía plana.

Dentro del área de estudio este tipo de valle sólo tiene representación en el lugar en que el río San Juan atraviesa dicho contacto entre cobertera cretácica y zócalo frente a la localidad de Pradenilla. A lo largo de poco más de un kilómetro este río ha conformado una amplia y abierta nava recubierta en su fondo por depósitos aluviales, cuya sección llega a alcanzar los 500 m. El citado fondo está enmarcado, de un lado, por el frente de la "pseudocuesta" de Prádena, cuyo dorso está basculado suavemente (5° - 10°) hacia el S y SE y se compone de una pequeña cornisa desarrollada sobre las dolomías masivas, un talud de moderada pendiente (20°) modelado sobre las arenas de la base del Cretácico superior y un glacis detrítico basal muy suave (5°); y, de otro lado, por una superficie más o menos degradada formada por los materiales del zócalo, que en conjunto presentan el mismo basculamiento de la "pseudocuesta". En conjunto ambas vertientes, a pesar de estar formadas por litologías



Foto III.59. Detalle de la ladera derecha de la garganta de Valdeobispo



Foto III.60. Vista general de la garganta de Las Rades



Foto III.61. Fondo semirocoso de los valles de tipo "garganta"



Foto III.62. Vista general de la Nava de Pradenilla

III.2.4. LOS VALLES ABIERTOS DE LA CUENCA SEDIMENTARIA

Los valles con morfología abierta aparecen en los tramos modelados sobre el relleno sedimentario detrítico neógeno que, formando una franja alargada de SW a NE, aflora entre los bloques paleozoicos fuertemente levantados de Guadarrama-Somosierra y las morfoestructuras cretácicas plegadas del macizo de Sepúlveda.

Sobre estos materiales escasamente litificados y en disposición aclinal o subhorizontal se ha modelado -como ya se explico al analizar el contexto morfoestructural- un típico relieve de campiña, es decir de llanura suavemente ondulada, cuya altura oscila entre los 1100 y los 950 m. En detalle, esta campiña presenta una mayor variedad morfológica como consecuencia de las diversas combinaciones de facies litológica concreta y acción modeladora de las aguas corrientes. La naturaleza blanda y fácilmente deleznable de las arenas, arcillas y conglomerados ha propiciado la actuación eficaz, sobre todo, de los procesos fluviales, efectuados en este sector por los ríos Duratón, Cerezuelo, Serrano, Caslilla y San Juan y por sus arroyos afluentes (en especial el arroyo de Valarta y el de la Dehesilla), los cuales han abierto amplios valles que dividen los interfluvios en buen número de estrechas y alargadas lomas. Puede decirse que los valles modelados por los ríos citados, cuya dirección general es SE-NW, constituyen el elemento fundamental y vertebrador del relieve de esta cuenca sedimentaria, ya que en conjunto ocupan una extensión mayoritaria dentro de la misma. En tal sentido, la amplitud de estos valles suele superar por termino medio los 2 km, de la cual, sin embargo, entre el 80 y el 90% corresponde a las vertientes izquierdas y sólo entre el 10 y el 20% a las vertientes derechas. Estos últimos datos morfométricos ponen de manifiesto el rasgo más singular y sobresaliente que caracteriza a estos valles: su marcada disimetría morfológica. Las vertientes situadas en la margen izquierda de los ríos, orientadas al NNE, NE o E, presentan una gran amplitud y una inclinación media muy baja; por el contrario, las vertientes de la margen derecha, orientadas al SSW, SW u W, tienen un desarrollo mucho menor y pendientes más abruptas, estando caracterizadas por la presencia de numerosas y activas cárcavas (TANARRO, 1994; MUÑOZ y TANARRO, 2000).

El reconocimiento geomorfológico detallado de las extensas y tendidas vertientes de las márgenes izquierdas permite reconocer en ellas una sucesión de varios replanos escalonados enlazados entre sí por glaciais muy suaves y ligeramente cóncavos. Estos replanos, que aparecen más o menos fragmentados, casi siempre por arroyos afluentes de dirección transversal, se alargan paralelos al cauce de los ríos manteniendo su elevación relativa sobre los mismos. Y, además, en todos estos niveles escalonados el sustrato mioceno se encuentra recubierto por depósitos sueltos formados por cantos silíceos (mayoritariamente cuarzós) desgastados y embalados en una matriz areno-arcillosa, que muestran -como luego se verá- caracteres fluviales (MUÑOZ y TANARRO, 2002). Puede hablarse así de la presencia de varias generaciones de formaciones aluviales depositadas por los ríos Duratón, Serrano, Cerezuelo, Valarta, San Juan y Caslilla a lo largo del proceso de modelado de sus valles, que,

al haber quedado colgadas a distintas alturas sobre el lecho actual, tienen unos caracteres que permiten asimilarlas a terrazas.

A continuación se realiza una descripción detallada de las características morfológicas y morfológicas de cada uno de los tramos de “valles abiertos” excavados en la cuenca sedimentaria por cada uno de los ríos, haciendo especial hincapié en el análisis de los sistemas de terrazas que prácticamente ocupan la totalidad de las vertientes izquierdas de los valles y de los elementos morfológicos dominantes en las vertientes derechas, así como del modelado del fondo de estos valles. En primer lugar se describe el modelado del Duratón, el Serrano, el Cerezuelo, el Caslilla y el San Juan, todos los cuales tienen carácter alóctono (proceden de áreas exteriores al territorio de la campiña), y en segundo lugar el del arroyo de Valarta y el barranco de la Dehesilla (afluentes del Serrano), que constituyen ríos autóctonos, al tener todo su trazado dentro de los confines de la propia campiña, donde -a pesar de su corto recorrido- han modelado también unos valles de notable complejidad.

III.2.4.1. El valle abierto del río Duratón: El tramo de Duruelo-Duratón

Este tramo de “valle abierto” del río Duratón tiene su comienzo en las cercanías del pueblo de Duruelo, donde suman sus aguas los ríos Cerezuelo y del Puerto (correspondiente éste al sector de cabecera del propio Duratón). Desde este punto atraviesa las formaciones sedimentarias del Mioceno en un recorrido de unos 14 km hasta adentrarse en los relieves calcáreos de Sepúlveda. A lo largo de estos kilómetros desciende 57 m (de los 985 a los 928 m) con 0,41% de pendiente media. En este trayecto el trazado del río define un arco de gran radio de curvatura dentro del que no obstante pueden diferenciarse dos direcciones: de S a N desde Duruelo hasta el caserío de la Alameda, en el término de Sotillo, y de SE a NW desde este punto hasta el cañón del Molino de Giriego, por donde, a 1 km de la confluencia del Serrano, penetra en los relieves calcáreos del macizo de Sepúlveda.

En el primero de estos dos sectores, que se prolonga durante casi 7 km con una pendiente media del canal de 0,5%, el Duratón ha modelado su valle sobre el complejo morfolitológico “unidades o facies conglomeráticas y arenoso-conglomeráticas”, constituidas, en este sector concreto, por arenas arcósicas con niveles de cantos y bloques metamórficos y de lutitas, pertenecientes a la denominada facies de Sotillo-Duruelo, mientras que en el segundo, de una longitud similar aunque con una pendiente del canal más reducida (0,31%), lo ha hecho sobre el complejo “unidades o facies ocre arenoso-arcillosas con cemento carbonático”, que en este sector están integradas por potentes niveles de arenas, limos y arcillas con frecuentes intercalaciones de conglomerados metamórficos y cuarcíticos correspondientes a la “facies de Vellosillo-Duratón”.



Foto III.63. Vista general del valle abierto y disimétrico del río Duratón



Foto III.64. Detalle de la ladera de la margen derecha del valle abierto del Duratón, coronada por un fuerte escarpe o cantil.



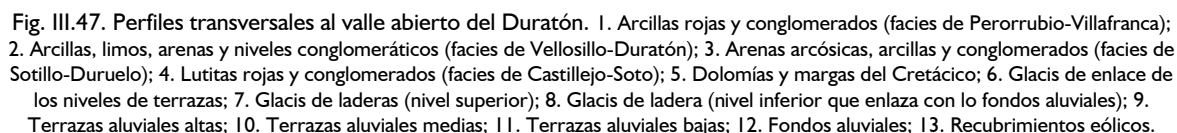
Foto III.65. Detalle de la margen izquierda del valle del Duratón, modelada en una sucesión de imperceptibles escalones y suaves rampas

Con independencia de los indicados cambios de dirección de su trazado y de facies litológica, el valle del Duratón presenta aquí -al igual que los de sus afluentes- una sección transversal claramente disimétrica: la vertiente de la margen izquierda se caracteriza por su suave pendiente y su gran amplitud, superando en ocasiones los 3000 m anchura, mientras que, por el contrario, la de la margen derecha es corta y en algunos sectores de pendiente muy elevada.

III.2.4.1.1. El modelado de la margen izquierda del valle del Duratón: niveles aluviales y glacia de enlace

Esta vertiente, orientada al E y el NE, se caracteriza de modo general por su gran desarrollo lateral y por su pendiente media inferior a los 5°; no obstante, si se realiza en ella un reconocimiento de campo detallado, es posible apreciar un número bastante elevado de pequeñas rupturas de pendiente que definen un complejo sistema de rellanos y rampas inclinadas que los enlazan. Estas características morfológicas son asimilables desde el punto de vista geomorfológico a un conjunto bien desarrollado de niveles o terrazas aluviales depositados por el río Duratón y glacia detríticos de enlace. En superficie tanto las terrazas como los glacia tienen un recubrimiento profuso de cantos y algunos bloques de naturaleza silícea -casi en exclusiva de cuarzo-, los cuales se encuentran bastante desgastados y suelen presentar color anaranjado o salmón. El espesor o potencia de estos depósitos resulta difícil de precisar debido a la ausencia de buenos cortes, pero por lo general no parece sobrepasar los 2 m.

El levantamiento detallado en el campo de doce transectos transversales al valle con un intervalo aproximado de un kilómetro entre Duruelo y las cercanías de Corral de Duratón ha permitido identificar y cartografiar hasta nueve niveles aluviales, que se encuentran colgados respecto al lecho actual a +75-80 m, +62-65 m, +52-55 m, +42-45 m, +34-38 m, 18-20 m, +12-15 m, +6-8 m y +2-4 m. Su secuencia más completa puede observarse en el camino que une las localidades de Sotillo y Fresneda de Sepúlveda, a lo largo del cual pueden reconocerse entre 8 y 9 niveles y en cuya culminación (cerros de Los Redondos o del Prado-Mirabueno) se localizan las terrazas más altas relacionables con el Duratón. La mayor parte de estos niveles muestra bordes relativamente difusos, siendo con frecuencia difícil su diferenciación; ello se debe no sólo a la actuación de los procesos naturales de modelado, sino también -al tratarse de vertientes de pendiente suave- a las acciones antrópicas, en concreto a las labores agrícolas que han tendido a rebajar y suavizar los bordes de las terrazas.



Es posible no obstante encontrar algunas diferencias en función del salto o desnivel que registran entre sí estos niveles aluviales. Así, las terrazas bajas presentan un salto muy pequeño -entre 3 y 4 m- que además está bastante difuminado y tiene pendientes inferiores a los 5°; solamente allí donde la dinámica fluvial meandriforme favorece el ataque de curso de agua sobre la margen izquierda pueden llegar a erosionarse estos niveles aluviales más bajos e incluso a dismantelarse completamente alguno de ellos. Cuando esto sucede aparece un salto casi vertical modelado no sólo en el depósito fluvial sino también en el propio sustrato rocoso mioceno, en el que se puede observar el espesor reducido de los aluviones en los niveles bajos (que rara vez supera los 1,5 m). Por su parte, las terrazas medias muestran bordes mucho más nítidos y los glacis de enlace suelen tener pendientes superiores a los 5°, destacando dentro de ellas el nivel +34-38 m por presentar tanto un importante desnivel (de más de 14 metros) como un borde muy claro y nítido a lo largo de todo su desarrollo. Este nivel o terraza aluvial, menos degradado y relativamente mejor conservado (en especial entre la Aldehuella y el paraje de Las Matas y El Espinar) es fácilmente reconocible a lo largo de todo el valle del Duratón y su escalón parece indicar el episodio de encajamiento más significativo en la evolución cuaternaria del mismo. Finalmente, las terrazas altas tienen el borde muy degradado y presentan glacis de enlace muy suaves y de cierto desarrollo lateral con pendientes no superiores a los 2°, que salvan desniveles que van de los 7 a los 10 m.

Puede decirse, en resumen, que el borde de las terrazas de la margen izquierda del Duratón suele estar bastante difuminado, debido a lo que, salvo excepciones, es necesario para diferenciarlas y delimitarlas realizar un detallado análisis de campo mediante el levantamiento de perfiles topográficos seriados. Asimismo, el salto altitudinal existente entre ellas muestra en general un aumento a medida que crece su antigüedad: el desnivel relativo de las terrazas bajas se sitúa entre los 3 y los 4 m y lo mismo ocurre en las terrazas medias, a excepción del nivel T₅ (+34-38) que –como se ha dicho- tiene un escalón de 14 m que marca un episodio de fuerte encajamiento; el desnivel es algo mayor en las altas, oscilando entre los 7 y 10 m.

La disposición de este sistema de replanos aluviales parece que es escalonado, con más seguridad en los niveles medios y altos, caracterizados por un salto relativo mayor y donde además es posible observar el sustrato en algún barranco transversal al valle. Las terrazas bajas, aunque debido a su menor salto relativo también parecen encajadas (ITGME, 1993), hay que pensar que se encuentran escalonadas, puesto que en los buenos cortes observados cuando son afectadas por la zapa lateral del río se puede ver cómo no pasan de 1,5 m de espesor y se apoyan sobre el sustrato mioceno. No se puede descartar sin embargo que en la confluencia de los ríos Cerezuelo y Serrano con el Duratón, ante la suma local de sus cargas, pudieran haberse formado niveles encajados.

Esta vertiente izquierda completamente aterrazada del valle abierto del Duratón se encuentra a su vez disecada por una tupida red de barrancos y pequeños arroyos perpendiculares al río, que más o menos alineados y siguiendo un dirección preferente SW-NE, rompen la continuidad lateral de los niveles aluviales descritos y los fragmentan en numerosos retazos o superficies aplanadas de extensión reducida. Esta disección no parece haber afectado por igual a todas las terrazas, siendo los niveles más altos los más discontinuos y fragmentados. En este sentido, en casi todos los niveles inferiores hasta el +34-38 m aún es posible reconocer su desarrollo longitudinal y diferenciar claramente sus rasgos morfológicos y en concreto su anchura, que varía entre los 140 m y los 600 aunque lo normal es que se sitúe entre los 200 y los 300 m.

Por su parte, las terrazas situadas por encima del indicado nivel +34-38 m se encuentran por lo general (especialmente en el sector central de valle) rotas en retazos a modo de colinas o lomas amesetadas de reducido tamaño. Mención especial merecen los más altos de los niveles depositados por el río Duratón: situados a +75-80 m del fondo de valle actual, forman pequeñas lomas aisladas más o menos alargadas (entre 600 y 1000 m de longitud y entre 200-400 m de amplitud), en cuyas cimas aflora un recubrimiento detrítico compuesto por un profuso canturreal de cuarzos redondeados. Estos cerros alargados y separados entre sí, cuyas alturas absolutas están en torno a los 1025-1030 m, sirven de cabecera a suaves glacis detríticos que se extienden en todas direcciones y enlazan no sólo con las terrazas aluviales inmediatamente inferiores sino también con estrechas superficies o llanuras onduladas miocenas situadas en este sector a cotas entre 995 y 1012 m y que constituyen la separación del valle del Duratón con el del vecino Caslilla. Se da pues la circunstancia de que estos altos niveles aluviales, localizados -como se ha dicho- por encima del camino que une Duruelo y la Fresneda de Sepúlveda, alcanzan una altitud absoluta por encima incluso de la de la superficie actual del propio relleno mioceno. Puede decirse en consecuencia que constituyen relieves aluviales invertidos, que han quedado realzados gracias a la protección que las cubiertas detríticas de origen fluvial ejercen sobre los más deleznales estratos miocenos.

La observación y la cartografía detallada del sistema de terrazas y glacis de enlace asociados del río Duratón permite apreciar cómo este río se ha ido desplazando desde el inicio de su encajamiento (Pleistoceno superior) hacia el E y, sobre todo, hacia el NE. Y este desplazamiento aún parece continuar activo como se desprende de la zapa que en muchos sectores están ejerciendo las aguas del lecho actual del Duratón sobre su margen derecha. El análisis cartográfico permite además establecer que a lo largo del intervalo que va desde que se depositó la terraza más antigua y hasta la formación del fondo aluvial actual el río en el sector central del valle (a la altura de Fresneda de Sepúlveda) se ha desplazado unos 3 kilómetros en la dirección indicada.

También el análisis de la disposición planimétrica y de la continuidad longitudinal que presentan las terrazas aluviales permite concluir que el río Duratón en el momento del depósito de los niveles altos llevaba una dirección SSE-NNW y tenía un trazado donde no se refleja la significativa curvatura que hoy presenta. Ésta comienza a manifestarse a partir de la sedimentación del nivel +42-45 m y más claramente a partir de la terraza +34-38 m, cuya continuidad longitudinal dibuja ya un arco abierto. La posterior evolución del río Duratón, coincidente con la sedimentación de los niveles más bajos, supone un aumento del radio de curvatura de este arco, el cual va haciéndose cada vez más acusado y cuya charnela tiende a desplazarse hacia el NNE.

III.2.4.1.2. El modelado de la margen derecha del valle del río Duratón: glacis de ladera y cárcavas

Desde un punto de vista morfométrico, en la margen derecha de este valle abierto se desarrolla una vertiente caracterizada por su reducida amplitud: suele oscilar, salvo excepciones, entre los 400 y 600 metros de anchura para salvar un desnivel de 70-80 m; ello implica necesariamente pendientes más abruptas, con una inclinación media general en torno a los 20-25°. Entre la localidad de Duruelo y el borde de los relieves calcáreos de Sepúlveda, esta vertiente, orientada al W y SW, presenta pese a su menor extensión una gran variedad morfológica, la cual es resultado fundamentalmente de la desigual acción morfogenética de las diversas modalidades de la arroyada junto con la propia dinámica fluvial. No obstante, se pueden diferenciar tres tramos donde la acción combinada de estos procesos ha sido desigual y el modelado de las laderas presenta ciertas diferencias.

En el primer tramo, entre Duruelo y Sotillo, la ladera muestra un perfil convexo-rectilíneo-cóncavo, que se resuelve morfológicamente en un glacis de ladera o glacis mixto erosivo-acumulativo, que generalmente está fragmentado por la presencia numerosa de barrancos y parcialmente recubierto por los conos de deyección que se depositan a la salida de estos. Un segundo tramo de valle, de apenas 2 km se desarrolla entre Sotillo y el caserío de La Alameda, y en él la ladera es algo más compleja, ya que desde su parte alta se extiende un suave glacis de acumulación, que ha quedado colgado respecto al lecho actual del río y a partir de cuyo borde inferior se desarrollan cortos taludes detríticos que enlazan con el fondo aluvial, encontrándose ambos elementos geomorfológicos fuertemente incididos por profundos barrancos. Finalmente, en el tercer y último tramo, desde el citado caserío hasta unos centenares de metros aguas abajo del pueblo de Duratón, el modelado de la ladera se caracteriza por la combinación de dos elementos: un talud escarpado o cantil superior, sobre el que se modela una densa red de cárcavas y regueros, y un conjunto inferior de rampas o glacis medianamente inclinados, incididos transversalmente por barrancos, que se extienden desde el pie del cantil hasta el lecho actual del río, pero con

mucha frecuencia están truncados en su frente por la erosión fluvial, la cual ha dado lugar a vigorosos e inestables escarpes que en ocasiones superan los 20 m de desnivel (Fig. III.48).

En definitiva, la morfología de la vertiente derecha del valle abierto del Duratón se caracteriza por la combinación según diferentes pautas de dos elementos principales: los glaciares de ladera (o glaciares mixtos) y las cárcavas.

III.2.4.1.2.1. Los glaciares de ladera o glaciares mixtos

En la vertiente de la margen derecha del valle del Duratón pueden diferenciarse dos niveles de glaciares de ladera: el primero, o nivel inferior, enlaza con el fondo de valle actual y el segundo, o nivel superior, se encuentra colgado a una altura considerable respecto de él.

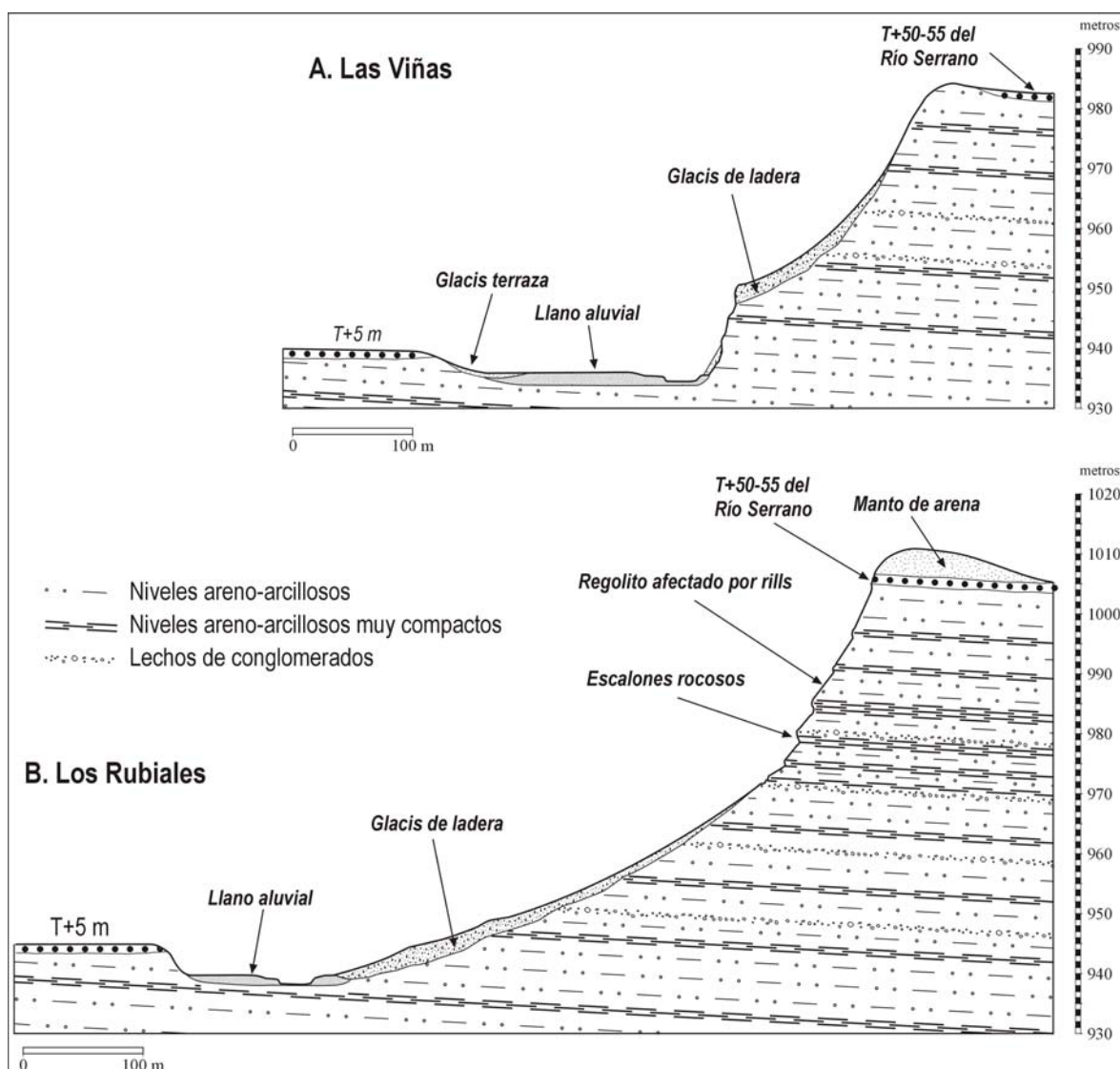
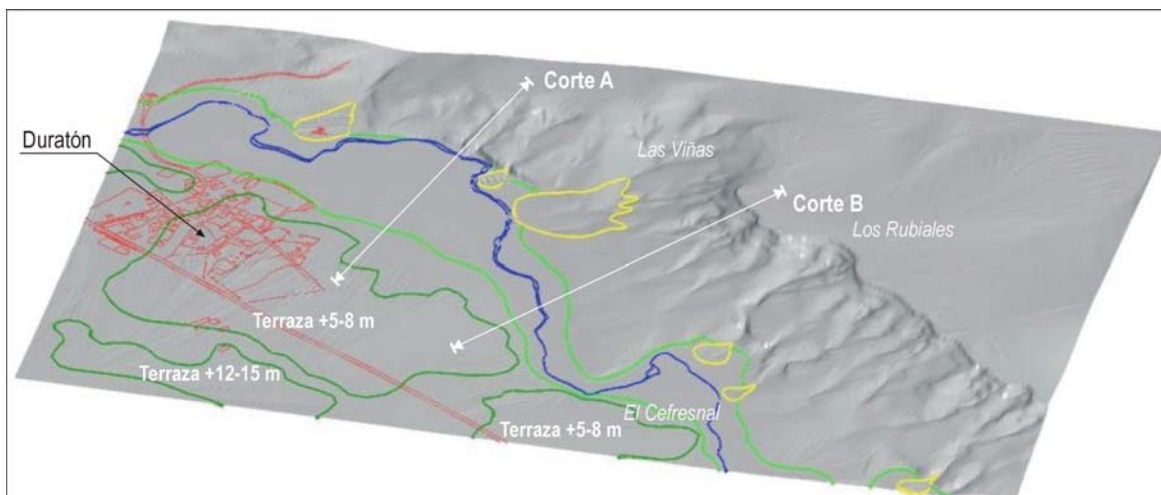
El nivel de glaciares de ladera inferior, de edad más reciente, se localiza en el primer tramo del valle, entre Duruelo y Sotillo, y en el último, entre el caserío de la Alameda y el pueblo de Duratón, donde alcanza una gran expresión y desarrollo morfológico. Aunque en ambos sectores el glaciar termina enlazando con el fondo de valle actual o con alguna terraza baja, presenta en cada uno de ellos algunas diferencias morfológicas: en el de Duruelo-Sotillo este glaciar ocupa todo el perfil de la vertiente y se modela sobre facies “conglomeráticas y arenoso-conglomeráticas”, mientras que en el de La Alameda-Duratón, donde se modela sobre facies “ocres areno-arcillosas”, se desarrolla fundamentalmente en su parte inferior, encontrándose prácticamente desmantelado por la erosión en su parte superior.

Se observa además que entre Duruelo y Sotillo el glaciar de ladera inferior presenta un perfil en el que se suceden un arranque convexo, una parte central rectilínea y una base cóncava, teniendo globalmente el aspecto de una vertiente regularizada sobre material detrítico. El tramo superior del glaciar, de perfil convexo, se inicia con una suave pendiente (entre 5 y 8°) y se modela sobre el propio sustrato rocoso. El tramo siguiente, rectilíneo y de mayor extensión tiene una pendiente en torno a los 15° y está modelado inicialmente sobre la propia roca, aunque a medida que desciende comienza a presentar un fino recubrimiento detrítico formado por abundantes cantos de gneis y cuarzo acompañados por arenas arcósicas. Finalmente, el tramo inferior o basal, cuya forma es cóncava y cuya pendiente suele ser inferior a 5°, está constituido por un depósito de pie de ladera que enlaza con el fondo aluvial o con algún nivel de terraza bajo, como ocurre frente a Duruelo. Se trata por tanto de un glaciar de ladera mixto o erosivo-acumulativo, que en la actualidad se encuentra incidido y fragmentado por barrancos, que suelen presentar un solo surco, de cierta profundidad (en torno a los 4 m), cada uno de los cuales es alimentado en su cabecera por varias cárcavas o regueros.

Por su parte, entre el caserío de la Alameda y el pueblo de Duratón el nivel de glacis inferior tiene alrededor de 500 m de anchura y se desarrolla a partir del pie del cantil con que en este sector culmina la ladera de la margen derecha y se prolonga en una rampa de perfil suavemente cóncavo, que arranca con una pendiente moderada (15-20°) y va disminuyendo de inclinación (10-12°) hasta enlazar en un tramo final amplio de pendiente inferior a 5° con el fondo del valle; solamente la presencia de barrancos o arroyos transversales interrumpe su continuidad. Es de destacar, sin embargo, que en numerosos lugares el lecho fluvial ha truncado el tramo inferior de la indicada rampa, acortándola considerablemente y haciéndola terminar en vigorosos e inestables escarpes, verticales o extraplomados y con desniveles superiores en ocasiones a los 20 m. Estos escarpes frecuentemente están afectados por grietas de tracción de desarrollo vertical, posiblemente generadas por la propia socavación lateral del río o por procesos de humectación y desecación muy activos en el material areno-arcilloso mioceno que en ellos aflora; debido a ello se individualizan paneles de tamaño variable, los cuales quedan en posiciones inestables hasta que finalmente por efecto combinado de la socavación lateral del río y de la gravedad se desploman o vuelcan, aunque a veces el proceso presenta más bien los caracteres de un deslizamiento de tierras (Fig. III.49).

Como se dijo, en este tramo de Alameda-Duratón el nivel de glacis que se acaba de describir rara vez conecta con la parte superior de la vertiente, la cual se encuentra generalizadamente incidida por la acción de una activa arroyada concentrada que ha modelado en ella una densa red de cárcavas y regueros y ha dado lugar al desarrollo de un cantil culminante. No obstante, aún se conservan algunos retazos a modo de testigos de la parte superior de este glacis de ladera, que aparecen como “facetas triangulares” al quedar desconectadas y aisladas por los surcos de las cárcavas que caracterizan actualmente el modelado de este sector culminante de la ladera. Por tanto, aunque es indudable que originariamente la vertiente de esta margen derecha del valle del Duratón tendría la forma de un glacis mixto erosivo-acumulativo, en la actualidad se conserva fundamentalmente el tramo inferior de su perfil, que se corresponde con la parte acumulativa.

En ocasiones, los cortes realizados tanto por la zapa lateral del río como por la disección de los barrancos y arroyos sobre el glacis permite observar cómo éste ha biselado o cepillado el sustrato de roca sedimentaria sobre el que se labra, mostrando el espesor y la composición litológica del depósito que le constituye. En la cabecera, al pie del cantil, sólo se encuentra una fina película de material detrítico, pero el espesor de éste aumenta con rapidez según se desarrolla la rampa al tiempo que la pendiente disminuye, hasta alcanzar en los tramos distales espesores superiores a los 5 m, estando compuesta la formación detrítica muy mayoritariamente por material fino (arenas y arcillas) con cantos de gneis y cuarzo y algunos lentejones de gravas.



El nivel de glacis de ladera superior se conserva básicamente entre Sotillo y el caserío de La Alameda. Forma una rampa de perfil suavemente cóncavo que se extiende a lo largo de 1200 m, con una pendiente inicial entre 8 y 10°, desde la Loma del Sotillo (culminada por la terraza +57-62 m del río Serrano) hasta las proximidades de la población del mismo nombre. Termina en un suave y prolongado rellano, ligeramente inclinado (1-2°) hacia el fondo del valle, quedando colgado respecto de éste a unos 35-40 metros, lo que parece indicar que este glacis enlazaba con la terraza +34-38 m del río Duratón, una de las mejor desarrolladas y más nítidas de la margen izquierda del valle. Los barrancos que con frecuencia lo disecan dejan ver con claridad el contacto del depósito detrítico que lo constituye con el sustrato rocoso, formado en este sector por la facies miocena de Duruelo-Sotillo. Dicho depósito está formado por abundantes cantos de cuarzo empastados en una matriz arcillo-arenosa, cuyos caracteres sedimentológicos llevan a pensar que procede del desmantelamiento de las terrazas altas del río Serrano que culminan esta ladera orientada al SW de la margen derecha del Duratón.

La terminación de este glacis que -como se ha dicho- queda colgado varias decenas de metros sobre el fondo de valle actual, se define como una clara ruptura de pendiente a partir de la que se desarrolla un estrecho talud detrítico con una pendiente en torno a los 15°. Exceptuando el sector más próximo a Sotillo, donde parece conservarse sin apenas cambios, la rampa se encuentra parcialmente desmantelada por la erosión lateral del río Duratón.

III.2.4.1.2.2. El modelado de cárcavas

Los glacis de ladera característicos del modelado inicial de la vertiente derecha del valle abierto del Duratón se encuentran en mayor o menor medida fragmentados y destruidos por procesos relacionados con la arroyada concentrada, destacando el modelado sobre ellos de cárcavas, barrancos y conos de deyección. Esta dinámica se acrecienta y mantiene por la propia acción erosiva del río, cuya zapa lateral sobre la margen derecha de su lecho constituye un permanente factor de inestabilidad en la parte basal de la ladera capaz de mantener e intensificar la incisión de las aguas de escorrentía.

El modelado de cárcavas, barrancos y conos detríticos adquiere una gran espectacularidad y una significativa expresión morfológica en el cantil que se desarrolla a lo largo de unos 4 km entre el caserío de La Alameda y el pueblo de Duratón. Este cantil, que culmina en este tramo la ladera de la margen derecha, presenta una pendiente muy fuerte, entre 35 y 40°, y una anchura en sus partes más amplias de poco más de 200 m, teniendo un perfil longitudinal festoneado debido a que en él se instalan las cabeceras o cuencas de recepción de las cárcavas. En él afloran sin ningún tipo de recubrimiento las formaciones ocre arenoso-arcillosas miocenas de la “facies Vellosillo-Duratón”, coronadas por niveles de cantos aluviales

(pertenecientes a las terrazas del río Serrano) y un potente recubrimiento arenoso. Es sobre las indicadas formaciones sobre las que se desarrollan las cárcavas, cuya configuración morfológica y funcionamiento -como luego se verá- son muy diferentes al que presentan las desarrolladas en las laderas de la margen derecha del río Serrano y su afluente el arroyo de Valarta.

En detalle, el cantil se articula u organiza en una serie de escalones o pequeños escarpes de dimensiones métricas (entre uno y tres metros), separados a su vez por taludes de escaso desarrollo. Los escalones rocosos, cuya génesis se relaciona con afloramientos de estratos duros y muy compactados por carbonatados o con la presencia de niveles conglomeráticos, que se intercalan con frecuencia en esta facies, muestran como característica una superficie muy cuarteada pero limpia de regolito. Por su parte, el talud que se intercala entre estos escarpes presenta un perfil rectilíneo con una pendiente en torno a los 15-20° y conserva en su superficie un recubrimiento formado por una capa a modo de manto de material suelto de espesor centimétrico, proveniente de la desagregación del sustrato rocoso; y se encuentra también incidido por incipientes y efímeros “*rills*”.

Sobre este marco litoestructural se modela una densa red de cárcavas y regueros, los cuales se agrupan en incipientes sistemas dendríticos y tienen unas cabeceras semicirculares, relativamente sencillas y muy empinadas, dentro de las que se diferencian varios regueros moderadamente incididos que afluyen a un corto número o a un único surco principal y quedan separados por “interfluvios” relativamente anchos de perfil suave y formas redondeada, en cuya superficie, recubierta por lo general de una fina capa de material desagregado, se aprecian las huellas de innumerables “*rills*” poco marcados. La presencia de éstos últimos pone en evidencia cómo la arroyada concentrada combina su actividad con la de la arroyada difusa en hilos para efectuar el rápido desmantelamiento de la parte alta de los glacia mixtos o glacia de ladera, de los que sólo quedan como testigos pequeños retazos a modo de facetas triangulares aisladas.

Dado que -como se ha señalado- la configuración del cantil es accidentada, los surcos que en él se abren presentan un perfil longitudinal con rupturas de pendiente al salvar una serie de escalones de dimensión métrica, la base de cada uno de los cuales se encuentra normalmente socavada por la acción excavadora de las cascadas formadas en ellos por el agua de escorrentía cuando circula por el fondo de los indicados surcos.

Así pues, las cárcavas cuyo peculiar modelado se acaba de describir constan por lo general de uno o dos surcos principales, cuyos perfiles longitudinales en su área de cabecera son cortos pero bastante accidentados y se unen formando un “arroyo” de mayor tamaño; éste, al alcanzar la base del cantil y penetrar en la cabecera de los glacia, se encaja formando un canal de mediana pendiente y fondo plano (a modo de pequeña rambla) que en la mayor parte de los casos no llega alcanzar el cauce del río sino que progresivamente pierde profundidad y

termina difuminándose, a lo que contribuyen significativamente las propias labores agrícolas. También es frecuente que estos surcos abiertos por las aguas de arroyada queden interrumpidos al llegar a la cabecera de los glacis. Cuando circula, el agua de escorrentía se pierde por sumideros de suffusión más o menos alineados que comunican con conductos subsuperficiales (*“pipes”*); si la salida natural de éstos alcanza la margen de zapa del Duratón, se suele producir la apertura de “boquetes”, a partir de los cuales se inicia una erosión remontante acompañada de hundimientos del techo de los conductos que tiende a dar un carácter subaéreo al canal de comunicación entre la cárcava y el lecho del río.

III.2.4.1.2.3. Los conos de deyección

En la desembocadura de los barrancos que inciden las laderas de esta margen derecha del valle del Duratón se acumulan los materiales transportados formando conos de deyección o abanicos detríticos, los cuales en ocasiones llegan a desparramarse sobre la llanura de inundación del lecho del río aunque lo normal es que descansen o queden integrados en los propios glacis. Y, al igual que ocurre con éstos, pueden diferenciarse varias generaciones de conos, algunos colgados unos pocos metros respecto al fondo actual y otros incluso parcialmente erosionados por la corriente fluvial.

El desplazamiento lateral mantenido del cauce del río Duratón hacia su margen derecha ha provocado la zapa no solo de las rampas de acumulación sino también de los propios barrancos o canales de desagüe de las cárcavas. Las primeras -como se señaló- han quedado truncadas por escarpes, cuyo desnivel es variable (pues depende del tramo hasta donde ha sido este erosionado) caracterizados por ser muy inestables y estar labrados sobre materiales deleznable del relleno mioceno, donde son frecuentes los desprendimientos de paneles rocosos o los deslizamientos de tierras. Muy probablemente las primeras generaciones de estos conos pudieron desplazar la corriente fluvial, haciendo variar ligeramente (arqueando) el trazado de su cauce tal como se aprecia en la cartografía geomorfológica; así los conos más recientes se depositaron o acumularon ya sobre la llanura de inundación.

III.2.4.1.3. *El modelado del fondo del valle del Duratón*

El río Duratón discurre por una amplia llanura aluvial cuyas dimensiones oscilan desde un mínimo de 150 m hasta un máximo de 350 m, si bien la anchura media se sitúa entre los 200 y los 250 m. Desde un punto de vista sedimentológico está constituida por aluviones de granulometría variada (bloques, cantos, gravas y arenas) y composición litológica en la que predominan los cuarzos, las cuarcitas y las rocas metamórficas, que forman un depósito de poco más de un metro de espesor máximo habitualmente recubierto por un nivel aluvial de material fino constituido por limos y arenas finas.

Sobre estos aluviones que conforman la llanura aluvial se encaja el lecho menor del río, ocupando una extensión variable que suele mantenerse entre los 6 y los 15 m. Éste se encuentra bien delimitado por orillas o ribazos, ya que en muchos tramos se encuentra encajado, en unos casos en torno a 3 m y en otros, mas frecuentemente, entre 1 y 2 m. No obstante, también puede darse localmente una transición suave y gradual entre el llano aluvial y el lecho menor, con ribazos de apenas medio metro.

El trazado del lecho menor o canal activo muestra un patrón entre sinuoso y meandriforme. En el tramo inicial, entre Duruelo y el caserío de La Alameda, el canal es básicamente sinuoso (ISMC = 1,18), desarrollándose en él suaves y amplias ondulaciones así como incipientes meandros, mientras que el tramo entre la Alameda y Duratón, que se corresponde con el curso bajo del río en su trayecto por la cuenca terciaria antes de que se adentre en los materiales calcáreos cretácicos, el canal describe un trazado que se aproxima a las características propias de lechos meandriformes (ISMC = 1,42). Presenta meandros de cierto desarrollo y amplitud, en los que el ápice de la curva o codo (*"bend apex"*) muestra una tendencia general a migrar hacia el NNE. Estos meandros exceden los límites de la llanura de inundación ejerciendo una activa labor de zapa en las márgenes del valle: en la margen derecha esta acción erosiva se ejerce -como ya se ha explicado- sobre las laderas y en la margen derecha sobre antiguos niveles fluviales; en todo caso esta dinámica relativamente activa de los meandros está ocasionando la extensión o crecimiento de la anchura de la llanura de inundación. Asociado a ella está el modelado, en especial durante la época estival, de barras de canal, islas aluviales y, en la margen convexa, depósitos de *point bar* o barras semilunares. Así mismo pueden reconocerse antiguos canales o brazos de meandros abandonados.

La actividad erosiva del río Duratón sobre su lecho actual no tiene, sin embargo, una dimensión exclusivamente horizontal, sino que también en algunos tramos del valle ésta tiene un sentido prioritariamente vertical. Como se ha comentado anteriormente, el encajamiento del canal sobre la llanura aluvial excede al propio espesor del depósito que la constituye, llegando el curso de agua a incidir sobre el sustrato rocoso mioceno, de modo que éste no sólo es visible en los márgenes sino también en el propio fondo del lecho. Como puede observarse con claridad en las proximidades de Sotillo, este fondo presenta "placas o planchas de estratos" areno-limo-arcillosas pertenecientes a las facies miocenas, muy compactas y que dan lugar a pequeños resaltes, sobre las que la corriente fluvial ha modelado acanaladuras de dimensiones métricas. Estas acanaladuras están originadas por la erosión abrasiva de las arenas transportadas por el curso fluvial, que abre surcos longitudinales en el sentido del flujo sobre el sustrato rocoso.



Foto III.66. Vista frontal de cantil del valle del Duratón, donde se aprecia el escarpe acaravado y labrado en la roca in situ y los glaciais-ladera que se desarrollan a su pie



Foto III.67. Detalle de la sucesión de escalones rocosos modelados en estratos duros y compactos y taludes recubiertos por una fina película de regolito



Foto III.68. Detalle de la zapa lateral actual realizada por el río Duratón



Foto III.69. Detalle de un retazo del glacis de ladera original



Foto III.70. Detalle del glacis de ladera zapado por el río Duratón y, en primer plano, un cono de deyección



Foto III.72. Vista general del fondo del río Duratón, donde el lecho se modela en muchas ocasiones sobre el sustrato mioceno



Foto III.71. Detalle del contacto entre el depósito detrítico del glacis de ladera con el sustrato rocoso



Foto III.73. Detalle de la erosión de la lámina de agua sobre los lechos areno-arcillosos, modelando surcos o acanaladuras

III.2.4.2. El valle abierto del río Serrano

Se puede considerar que el tramo de “valle abierto” de este río comienza algo antes de la confluencia con él del arroyo Valseco (a la altura del Km 124 de la carretera N-110). Desde este punto -situado a 1100 m-, el Serrano recorre 19,6 km hasta que desemboca en el Duratón a una altura absoluta de 930 m, descendiendo por tanto poco más de 170 m con una pendiente media del 0,86%. La dirección de su trazado es ESE-WNW hasta aproximadamente el pueblo de El Olmo, a partir de donde -a pocos kilómetros de su confluencia con el Duratón- cambia bruscamente de sentido para terminar adoptando un rumbo NNE-SSW.

A lo largo de este recorrido por la cuenca sedimentaria el valle del Serrano puede dividirse desde el punto de vista geomorfológico en dos tramos bien diferenciados, cuya respectiva configuración está principalmente en relación con el desigual comportamiento de las facies o unidades litológicas que en dicho recorrido se suceden. En el primero, que se extiende a lo largo de 5,6 km desde la confluencia con el Valseco hasta las proximidades de Castillejo de Mesleón, el curso fluvial, tras atravesar los niveles detríticos de la raña (cuyo espesor oscila entre uno o dos metros) que se conservan en la parte alta de las laderas, se encaja hasta 90 m en las formaciones del Mioceno constituidas por potentes depósitos de lutitas rojas con niveles de conglomerados de la facies de Soto-Castillejo, mostrando ya un claro perfil disimétrico, con la vertiente de la margen izquierda notablemente desarrollada (1000-1800 m) y la de la margen opuesta corta y muy empinada (menos de 500 m de anchura).

En el segundo tramo, que se desarrolla a lo largo de 14 km desde Castillejo hasta la confluencia con el río Duratón muy cerca de Sepúlveda, el valle está igualmente modelado sobre las lutitas rojas miocenas, pero ya no lo enmarcan retazos de raña; además a medida que el río se aproxima a los relieves calcáreos de Sepúlveda, a partir de la altura del El Olmo, la citada facies miocena comienza a compactarse y endurecerse por la presencia frecuente de niveles carbonatados, presentando rasgos casi idénticos a las “unidades o facies ocre areno-arcillosas de Vellosillo-Duratón”. En todo caso, el hecho más destacable es que en este sector la disimetría es mucho más acusada que la que presentaba el tramo de valle inmediatamente anterior: la ladera tendida de la margen izquierda presenta un desarrollo lateral superior a los 2000 metros y solamente a medida que se aproxima a su desembocadura la extensión se reduce progresivamente hasta unos 800 m; por el contrario, la vertiente de la margen derecha se caracteriza por su corto desarrollo y su mayor pendiente. No obstante pueden diferenciarse dos subtramos: uno entre Castillejo de Mesleón y el pequeño núcleo de Corralejo, donde dicha vertiente presenta una extensión lateral de unos 800 m, y otro, entre este último núcleo y la desembocadura, donde no suele sobrepasar los 300 m .

III.2.4.2.1. El modelado de la margen izquierda del valle del río Serrano: niveles aluviales y glacis de enlace

Como se acaba de decir, la vertiente de la margen izquierda del río Serrano, orientada principalmente al NE, se caracteriza por su notable amplitud y por presentar en conjunto una pendiente suave (en torno a los 5°); sin embargo un trabajo detallado realizado en estas laderas, que ha consistido en el levantamiento de una serie de perfiles transversales a lo largo de todo el valle, ha permitido identificar en ellas un complejo sistema de escalones de reducido desnivel y pequeñas rampas de enlace, atribuibles a diferentes niveles aluviales depositados por el río en su evolución desde comienzos del Cuaternario (Fig. III.50 y 51).

Concretamente se han podido identificar 10 niveles aterrazados, cuyas alturas son +88-90 m, +70-75 m, +57-62 m, +48-50 m, +40-45 m, 25-32 m, 19-23 m, +12-15 m, +6-10 m y +2-4 m. De notable planitud y gran continuidad longitudinal estas formas presentan como característica común un recubrimiento superficial formado por cantos y bloques de cuarzo bien desgastados, cuyo espesor resulta difícil de precisar por la ausencia en general de buenos cortes; no obstante donde se ha podido observar, especialmente en los niveles más bajos, este espesor está entre 0,5 y 1,5 metros. Los diferentes niveles se relacionan entre sí a través de pequeños saltos que ofrecen un perfil convexo en el arranque de cada escalón y cóncavo en su enlace con el replano inmediatamente inferior y cuya pendiente suele ser suave, no superior a los 5°. Se trata por tanto de glacis de enlace de los diferentes niveles aluviales, formando pequeñas rampas coluviales constituidas por el mismo material de éstos, de modo que la vertiente se encuentra cubierta en su práctica totalidad por las formaciones desgastadas de aspecto aluvial.

La actividad reciente de procesos de ladera relacionados con la solifluxión o la arroyada difusa, junto con la propia acción antrópica (relacionada con el aprovechamiento agrícola, al tratarse de laderas de suave pendiente fácilmente cultivables), ha difuminado progresivamente el borde de los escalones, siendo difícil en ocasiones su reconocimiento. Hay que señalar en este sentido que las terrazas bajas (+12-15 m, +6-10 m y +2-4 m) presentan saltos muy pequeños entre sus replanos -del orden de los 3 m-, suavemente enlazados entre sí por pequeños glacis coluviales con pendientes inferiores a 5°; sólo en aquellos lugares donde la dinámica fluvial actual zapa algunos de estos niveles el borde de la terraza se mantiene nítido con una pendiente casi vertical. Por el contrario, las terrazas medias (+49-50 m, +40-45 m, 25-32 m, y +19-23 m) ofrecen una mejor definición morfológica con bordes suaves pero nítidos, cuyos glacis de enlace tienen una pendiente entre 5 y 8°, destacando sobre todo los dos últimos niveles. Por último, las terrazas altas (+88-90 m, +70-75 m y +57-62 m) también presentan bordes muy difusos, siendo incluso difícil diferenciarlos, y se encuentran levemente inclinadas, unos 2°, hacia el fondo del valle; ello se debe a que fueron los niveles primeramente sedimentados y por tanto han estado más tiempo expuestos a los procesos de erosión y arrastre.

Los niveles altos y medios forman un sistema de terrazas escalonadas, siendo posible observar en ocasiones cómo el sustrato rocoso aflora entre los diferentes escalones; por su parte, las terrazas bajas ofrecen más dudas al respecto, ya que la potencia de sus depósitos es por lo general inferior y sus saltos relativos bastante bajos, siendo difícil diferenciar si están encajadas o escalonadas; no obstante la pronta aparición del sustrato rocoso cuando estos niveles son zapados por el río lleva a pensar que también constituyen un sistema escalonado.

Por otro lado, la cartografía geomorfológica pone de manifiesto cómo los barrancos perpendiculares al río Serrano apenas han modificado las características morfográficas y morfológicas del conjunto aluvial escalonado, razón que ha permitido que la gran mayoría de los niveles existentes en él mantengan una notable continuidad. Ésta se aprecia especialmente en las terrazas bajas y medias, destacando sobre todo el desarrollo alcanzado por la +48-50 m, que durante algo más de 4 km se mantiene sin interrupción con una anchura próxima a los 400 m. Por el contrario, las terrazas altas sólo conservan retazos de cierta extensión al Sur de Castillejo de Mesleón, entre esta localidad y el pueblo de Sotillo, así como por encima de la gravera de áridos abandonada de Castillejo; en la parte media y baja del valle (en especial desde la Loma de Sotillo) ya no se conservan estos niveles. Todo parece indicar, tal como se desprende de la interpretación de la cartografía geomorfológica, que un progresivo desplazamiento lateral del río Duratón hacia el E y NE ha provocado la erosión y desmantelamiento no sólo del probable interfluvio mioceno que le separaría del Serrano, sino también de los niveles aluviales más elevados que depositó este río.

Este desmantelamiento de las terrazas altas del río Serrano efectuado por el río Duratón alcanza su mayor evidencia entre la granja de La Alameda y el pueblo de Duratón, justo cuando el homónimo río describe un arco. En este sector se puede observar cómo en la actualidad éste mantiene un eficaz ataque sobre la ladera de su margen derecha, socavando los depósitos miocenos así como el nivel de terraza media +48-50 m del Serrano, que culmina esta ladera y se encuentra fosilizado por un manto de cierto espesor de limos y arenas finas muy bien seleccionadas, de presumible origen eólico. También y de igual manera algunos barrancos tributarios al río Duratón han erosionado las terrazas altas modeladas por el río vecino, como puede apreciarse en las cabeceras acarcavadas del arroyo del Álamo y de Castillejo, dejando al descubierto el corte visible de la terraza de +70-75 m al este de la Loma del Sotillo, cuyo espesor no supera el metro.

A pesar de este desmantelamiento de las terrazas altas, en la parte baja y media de su valle, como consecuencia del desplazamiento del río Duratón, el sistema de terrazas del río Serrano en general se encuentra bastante bien conservado. Concretamente, la secuencia más completa y desarrollada se observa entre las proximidades de Castillejo de Mesleón y el paraje de Arroyo de Valdiuste, cortando oblicuamente el camino que une el citado

pueblo con el de Sotillo la práctica totalidad de los niveles aluviales. En los perfiles levantados en estos sectores se han podido establecer entre 8 y 9 niveles, cuya posición relativa atestigua un desplazamiento lateral del valle de unos 2,5 km (Fig. III.51, cortes 7 y 8). Por las razones antes apuntadas los niveles superiores desaparecen en la parte media y baja del valle, quedando reducidos a unos 6 o 7, pero la amplitud del valle se mantiene - como puede observarse en el perfil de Corralejo-, reduciéndose sólo en las proximidades de la confluencia con el Duratón.

Todo indica, pues, que el río Serrano a lo largo de su evolución se ha ido desplazando lateralmente hacia el NNE y dejando como consecuencia de ello una ladera recubierta por sucesivos y escalonados depósitos de antiguos fondos de valle. La disposición y continuidad longitudinal de este sistema de terrazas lleva a concluir que el río Serrano, a diferencia del Duratón, no ha variado su dirección ESE-NNW; incluso, si se prolonga la dirección de las terrazas altas más altas que se conservan, puede inferirse que estos niveles junto con los más altos del Duratón debieron de confluir en el mismo lugar al comenzar a encajarse sobre los relieves mesozoicos de Sepúlveda e iniciar así la apertura o entrada del actual cañón del Duratón en las cercanías de Giriego. No obstante, en las proximidades de la confluencia con el Duratón -en especial desde la localidad de El Olmo-, se observa cómo a partir de la deposición de la terraza media +25-30 m el valle acusa una curvatura cuyo eje o bisectriz se desplaza hacia el N y el río adopta un rumbo hacia el SW.

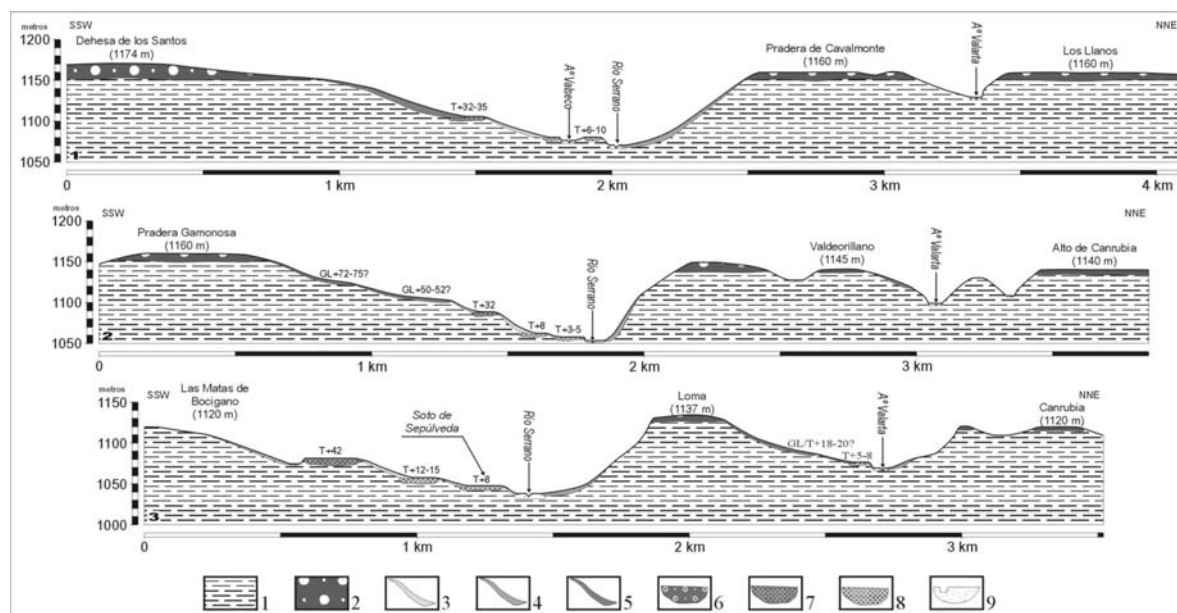


Fig. III.50. Perfiles transversales al valle abierto del Serrano en el tramo de Soto de Sepúlveda-Castillejo de Mesleón. 1. Lutitas rojas y conglomerados (facies de Castillejo-Soto); 2. Raña; 3. Glacis de enlace de los niveles de terrazas; 4. Glacis de laderas (nivel superior); 5. Glacis de ladera (nivel inferior que enlaza con lo fondos aluviales); 6. Terrazas aluviales altas; 7. Terrazas aluviales medias; 8. Terrazas aluviales bajas; 9. Fondos aluviales.

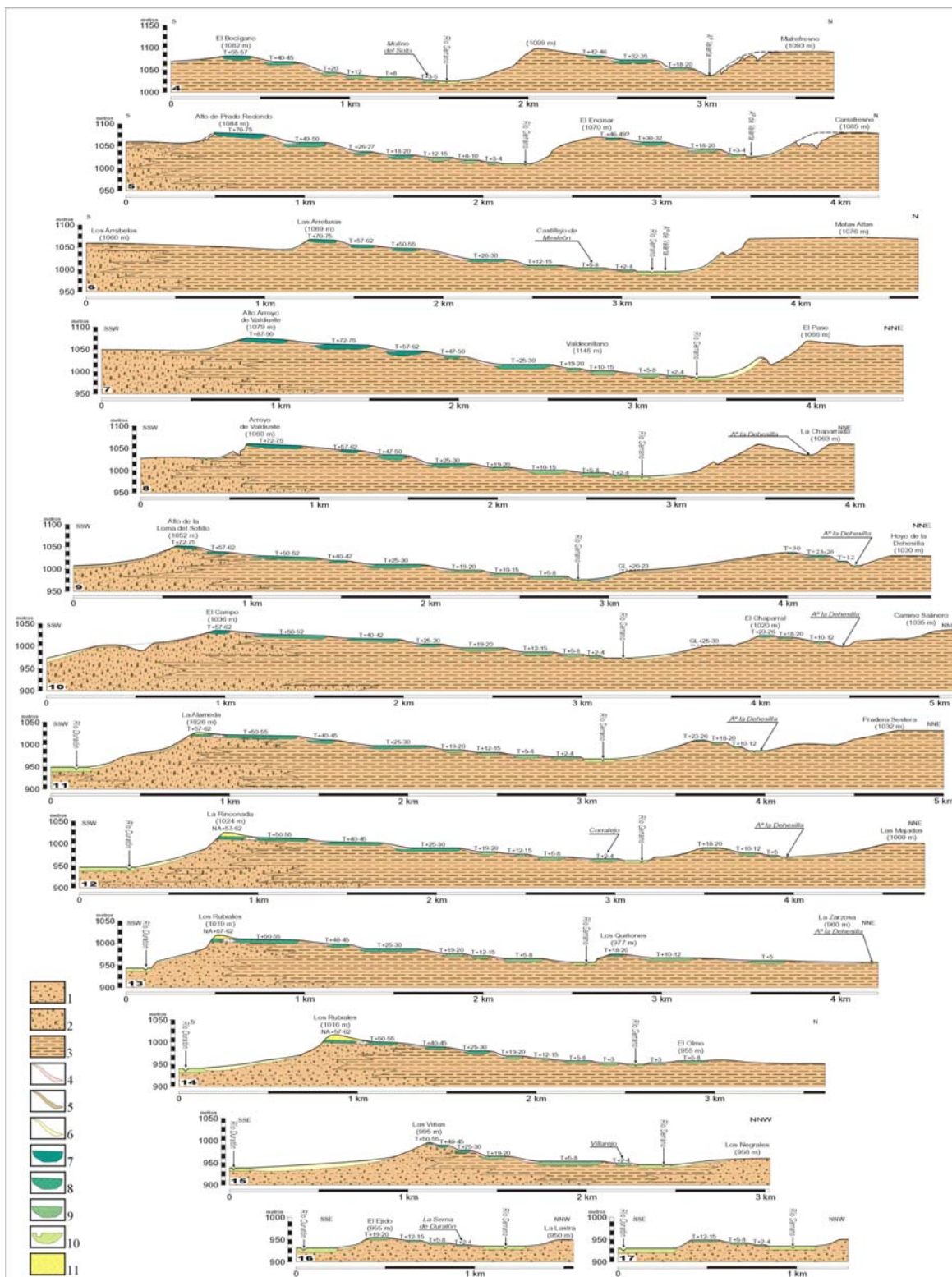


Fig. III.51. Perfiles transversales al valle abierto del Serrano en el tramo de Castillejo de Mesleón-El Olmo. I. Arcillas, limos, arenas y niveles conglomeráticos (facies de Velloso-Duración); 2. Arenas arcósicas, arcillas y conglomerados (facies de Sotillo-Duruelo); 3. Lutitas rojas y conglomerados (facies de Castillejo-Soto); 4. Glacis de enlace de los niveles de terrazas; 5. Glacis de laderas (nivel superior); 6. Glacis de ladera (nivel inferior que enlaza con lo fondos aluviales); 7. Terrazas aluviales altas; 8. Terrazas aluviales medias; 9. Terrazas aluviales bajas; 10. Fondos aluviales; 11. Manto arenoso.

En definitiva el desplazamiento lateral del río Serrano hacia el NNE, al igual que ocurre con el río Duratón, ha tenido y tiene como consecuencia más importante, desde el punto de vista geomorfológico, el mantenimiento en todo momento de una ladera de ataque en la margen derecha, en la que actúan procesos y se generan formas totalmente diferentes a los que caracterizan las laderas de su margen izquierda. Este desplazamiento es responsable por lo tanto de la presencia de numerosos escarpes en la indicada ladera derecha por la continua labor de zapa lateral ejercida sobre ella por el río, lo cual la impide que pueda extenderse tanto en el sentido de la pendiente como lateralmente.

III.2.4.2.2. El modelado de la margen derecha del valle del río Serrano

Por las razones que se acaban de exponer, sobre la margen derecha del río Serrano se han modelado laderas de reducida anchura (entre 500 y 700 m) y bastante abruptas (pendiente en torno a los 20-25°). Estas laderas, orientadas al SW, presentan como característica fundamental su fuerte grado de disección, llevada a cabo por una eficaz y a veces muy agresiva labor de la arroyada concentrada, que se manifiesta en el desarrollo de numerosos sistemas de cárcavas. Debido a ello, los rasgos morfológicos originales o previos de estas vertientes sólo aparecen de forma fragmentada en aquellos tramos del valle donde la concentración de la arroyada ha sido menor. Se trata de retazos de vertientes regularizadas, que pueden definirse, al igual que en el valle del Duratón, como glacis de ladera o glacis mixtos. A lo largo de ella pueden diferenciarse según la intensidad de la disección tres tramos, cuyos rasgos parecen estar en relación también con la disposición y la variedad litológica en la que se modela.

En el tramo inicial del valle, localizado entre su confluencia con el de Valseco y la población de Soto de Sepúlveda -y modelado sobre potentes unidades arcillo-arenosas miocenas que intercalan bancos de conglomerados de la facies de Soto-Castillejo y están coronadas por el depósito de la raña- la ladera muestra un perfil regularizado o convexo-rectilíneo-cóncavo bien conservado y sin apenas incisiones. En un segundo tramo, desarrollado entre la citada población y Castillejo de Mesleón y abierto sobre la misma formación miocena aunque ya no culminada por la raña, la ladera se caracteriza por un intenso acarcavamiento, siendo difícil reconocer los rasgos originales de la misma. Y finalmente, en un tercer tramo de valle, que se prolonga desde Castillejo hasta su confluencia con el del Duratón y que se labra igualmente sobre la misma formación miocena, pero con un espesor mucho más reducido de los niveles arcillosos y conglomeráticos y sobre todo mucho más compactada por la presencia abundante de carbonatos provenientes de los cercanos relieves calcáreos de Sepúlveda, la morfología de la vertiente corresponde a un glacis ladera o glacis mixto, que suele estar incidido por cárcavas o barrancos, si bien no se alcanza el grado de disección del tramo anterior.

También, en este último tramo aparece retazos de glacis mixtos antiguos colgados a cierta altura sobre el lecho actual.

Puede decirse, en suma, que las cárcavas y los tramos o retazos de glacis de ladera respetados por la arroyada concentrada constituyen los elementos morfológicos característicos del modelado de la vertiente de la margen derecha del valle del Serrano.

III.2.4.2.2.1. Las paleovertientes o laderas originales previas a la instalación de las cárcavas

La ladera originaria o previa sobre la que en algunos sectores se han modelado posteriormente densos conjuntos de cárcavas, sólo es reconocible en su totalidad en el tramo inicial del valle, pero también quedan retazos significativos de ella desde Castillejo de Mesleón hasta su confluencia con el Duratón; incluso en este tramo se han detectado restos de una ladera relictas más antigua colgados unos cuantos metros sobre el fondo del valle actual. Desde un punto de vista morfológico, estas vertientes originarias del valle del Serrano se definen como glacis de ladera o glacis mixtos erosivo-acumulativos, pudiendo diferenciarse a efectos de análisis los glacis de ladera inferiores, que enlazan directamente con el fondo actual del valle y son predominantes, y los glacis de ladera superiores, que han quedado colgados a una cierta altura respecto de él y sólo aparecen de forma puntual.

El glacis de ladera inferior presenta un característico perfil topográfico convexo en su arranque, con una pendiente en torno a los 10°, continúa con un tramo rectilíneo bien desarrollado con una inclinación entre 20 y 25° y finalmente suele enlazar con la llanura aluvial a través de suave perfil cóncavo de alrededor de 5° de pendiente. Su morfología es la de una vertiente reglada cuya superficie está recubierta por una gran profusión de cantos y gravas cuarcíticas, provenientes muchos de ellos de los depósitos de raña que coronan la ladera; se encuentra además estabilizada por un recubrimiento edáfico y vegetal relativamente importante. Su parte más alta se desarrolla sobre el propio sustrato rocoso o muestra una fina película de material detrítico, mientras que sus partes media y baja, donde la pendiente desciende progresivamente, se modela sobre un mayor espesor de depósitos detríticos arrastrados desde el segmento superior. Algunos barrancos o cárcavas que diseccionan localmente la ladera permiten ver que estos depósitos tienen un espesor variable y están constituidos por cantos metamórficos y cuarzosos y abundantes gravas arcóscas empastados en una matriz areno-arcillosa.

Como se ha comentado, este glacis de ladera suele enlazar con la llanura aluvial del río Serrano. Sin embargo en detalle puede apreciarse que en muchos tramos del valle queda colgado respecto al fondo del lecho entre 3 y 5 m, lo que parece indicar un encajamiento reciente del río. Por otro lado, también puede ocurrir que el propio desplazamiento del

curso fluvial trunque el desarrollo natural de la rampa, formando importantes escarpes. Así puede observarse entre El Olmo y el caserío de Corralejo, donde la zapa lateral del río Serrano ha truncado la ladera dando lugar a escarpes, cuyo desnivel alcanza entre los 6 y 10 m. Sin duda, más espectaculares resultan los escarpes generados al NE de Castillejo de Mesleón, donde el río Serrano ha desmantelado el segmento inferior del glacis de ladera, ya de por sí intensamente acarcavado, generando escarpes inestables al modelarse sobre formaciones detríticas deleznales del Mioceno que alcanzan una altura próxima a los 30 m.

Es en el paraje de Las Carboneras, dentro del tramo medio del valle del Serrano, donde se conservan los retazos de glacis de ladera que aparecen colgados alrededor de 25-30 m respecto a lecho fluvial actual (Fig. III.51, corte 9 y 10). Este glacis superior, que arranca en un tramo inicial ligeramente convexo con unos 15° de inclinación, se prolonga posteriormente como una suave rampa de perfil rectilíneo-cóncavo y pendiente inferior a los 10°, alcanzado un desarrollo transversal de entre 600 y 1000 m. Por lo general se encuentra fragmentado e incidido por profundos barrancos (algunos superan los 10 m de profundidad), en cuyas paredes se puede apreciar el contacto nítido entre el depósito de glacis y el sustrato rocoso. Dicho depósito, con un espesor inferior a 1 m, está constituido básicamente por cantos metamórficos y cuarzosos empastados en una matriz areno-arcillosa, proviniendo en gran medida de los niveles de cuarzos dejados por el arroyo de la Dehesilla, que culmina en esta ladera. A partir de la ruptura de pendiente que marca la terminación de este glacis se inicia el desarrollo de un glacis de ladera inferior, el cual se encuentra también bastante acarcavado y presentan un perfil convexo-cóncavo, con pendientes moderadas (15-20°) en el tramo inicial y más suaves en el tramo final (5°). En algunos lugares este tramo cóncavo final puede quedar colgado unos metros (2-3 m), lo que puede estar indicando un último episodio de encajamiento del río.

III.2.4.2.2.2. El modelado de las cárcavas

La fuerte disección efectuada por la arroyada concentrada sobre la ladera de la margen derecha del valle del Serrano se ha materializado en el modelado de un conjunto bien numeroso -y aún activo- de cárcavas. Aunque aparecen a lo largo de la mayor parte del valle, alcanzan una elevada densidad y un desarrollo espectacular entre Soto de Sepúlveda y Castillejo de Mesleón, donde se asocian en típicos sistemas dendríticos cuyo modelado en conjunto presenta el aspecto de “*badland*” dentro de los que apenas se reconoce la ladera original, de la cual tan solo se conservan pequeños retazos.

Estas cárcavas quedan enmarcadas por cabeceras a modo de circos erosivos irregulares, constituyendo un frente de ataque muy activo como lo demuestra la presencia de numerosas raíces de encinas o pinos, de arbustos y jaras que quedan al aire en su borde.

Ello está evidentemente en relación con una muy eficaz y sumamente rápida erosión remontante realizada por la arroyada concentrada. Esta erosión remontante de la cabecera de las cárcavas progresa con relativa facilidad sobre los potentes niveles arcillosos con intercalaciones frecuentes de conglomerados miocenos, como consecuencia de lo cual se produce un constante aunque irregular retroceso de la cabecera de la vertiente. Cuando los indicados materiales miocenos están coronados por la raña, este retroceso de la ladera se atenúa considerablemente y la parte alta de las cárcavas suele mantener un frente escarpado nítido, ya que la formación plio-cuaternaria actúa a modo de “coraza”.

La acción de la arroyada concentrada se manifiesta de forma espectacular inmediatamente por debajo de los “cercos” de cabecera en el modelado de profundas incisiones o tajos, cuyas paredes son casi verticales. Estos encajados y angostos surcos, con claro perfil en “V” y una profundidad que a veces supera los 10 m, se encuentran separados por divisorias afiladas y muy estrechas culminados por crestas o aristas cuya anchura puede ser inferior al medio metro. A menudo, en las paredes de las cárcavas se abren surcos transversales que pueden llegar a romper estas agudas divisorias quedando algún retazo de ellas desconectado y aislado a modo de pináculo, cuya posterior pervivencia es mayor si mantienen en su superficie algo del recubrimiento detrítico original de ladera fijado por la presencia de algún pie de encina, cuyas raíces quedan en parte suspendidas en el aire. También cuando no existe esta protección sedimentaria y vegetal pueden aparecer y conservarse estos pináculos o agujas cuando en su culminación existe algún nivel de conglomerados.

Cuando estas agudas divisorias interiores de las cárcavas, que arrancan de sus escarpadas cabeceras, presentan una cierta continuidad muestran un perfil longitudinal fuertemente inclinado y accidentado por escalones, a modo de “hombreras” o rellanos. Ello parece evidenciar la existencia de diferentes episodios o fases en el proceso de erosión regresiva de las cárcavas. Es significativo en este sentido que, a medida que se alejan de la parte alta de la vertiente, tanto las agudas crestas divisorias como las paredes de los surcos pierden nitidez morfológica y aparecen mucho más erosionados, caracterizándose, las unas, por presentar perfiles más redondeados y desgastados y, los otros, por su menor profundidad y la menor pendiente de sus paredes. Se aprecia además que en estos sectores más alejados del frente de ataque actual ambos se encuentran parcialmente fijados por la colonización vegetal, constituida por matas de tomillos, herbáceas o plantas rastreras como la gayuba. De este modo, surcos profundos, paredes vigorosas e interfluvios en arista se localizan preferentemente en las áreas próximas a la cabecera o circo de cada cárcava, y a medida que estos elementos se alejan del mismo pierden paulatinamente sus caracteres al tiempo que son colonizados y estabilizados por la vegetación.

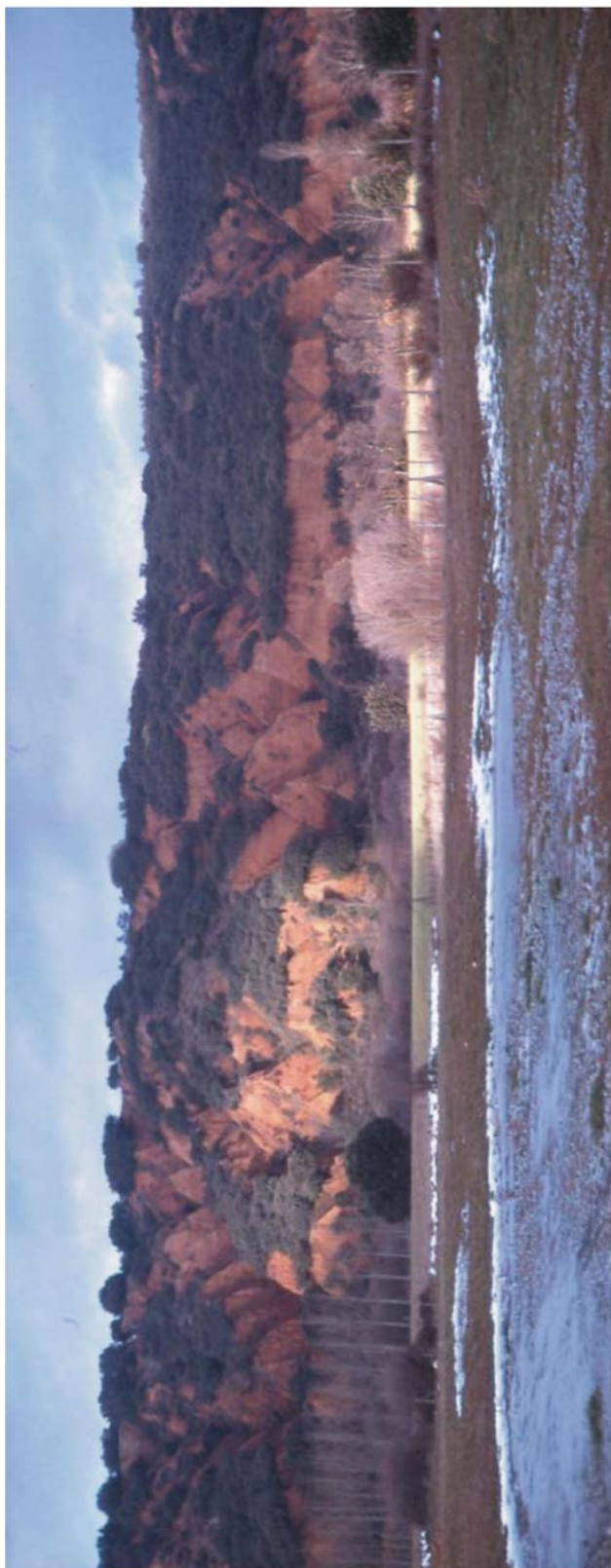


Foto III.74. Vista general del frente de la ladera derecha del valle del Serrano en los alrededores de Castillejo de Mesleón. Las laderas originales (glacis de ladera) se encuentran fuertemente acaravadas

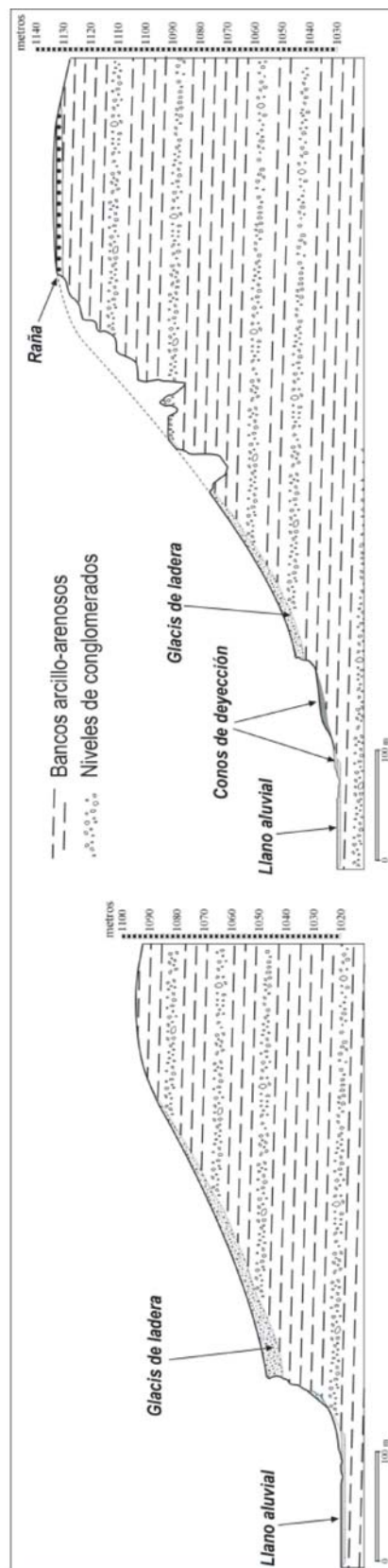




Foto III.75. Detalle de una cárcava situada junto a Soto de Sepúlveda



Foto III.77. Resto de una pared de una cárcava fijada por la vegetación



Foto III.76. Modelado de cárcavas, que muestran surcos profundos flanqueados por paredes verticales



Foto III.78. Cárcava donde se aprecian varias hombreras que marcan posibles fases del proceso de erosión regresiva

III.2.4.2.2.3. Los conos de deyección o acumulación

La profunda disección que, como se ha visto, presenta esta ladera de la margen derecha del Serrano, en especial en el tramo indicado de Castillejo de Mesleón-Soto de Sepúlveda, ha implicado el arrastre de importantes volúmenes de material. Este material, que ha debido alimentar la actividad evacuadora del río, aparece depositado en gran medida a la salida natural de cada una de las cárcavas, formando importantes conos de deyección o de acumulación detrítica. La gran densidad de las cárcavas y la contigüidad de sus desagües ha supuesto así mismo la coalescencia de estos conos que tapizan de forma casi continua la base de esta vertiente. La mayor parte de ellos se encuentran mordidos por la zapa lateral ejercida por el río Serrano, dejando ver los cortes que algunos tienen un considerable espesor. Además es posible diferenciar frecuentemente varias generaciones de conos: el desplazamiento lateral del curso fluvial zapa los conos más antiguos, al tiempo que habilita la formación de nuevos abanicos coluviales que suelen desparramarse sobre el llano aluvial. En la mayor parte de los casos estas formas de acumulación están atravesadas por un pequeño surco a modo de reguero, que a veces llega a enlazar con el lecho del río. Se ha podido observar cómo durante algunas tormentas fuertes en época estival las cárcavas entran en funcionamiento y llegan a movilizar importantes cantidades de partículas finas y algunos cantos y gravas, que en algunos casos han llegado a represar momentáneamente el canal del río.

III.2.4.2.3. *El modelado del fondo del valle del Serrano*

El fondo aluvial por donde discurre el río Serrano tiene una amplitud media próxima a los 150 m y solamente de forma puntual, en las cercanías de Castillejo o ya en las proximidades de su confluencia con el Duratón, incrementa su anchura hasta los 200-300 m. Dicho fondo está constituido por un depósito formado por bloques, cantos y gravas de naturaleza cuarzosa, cuarcítica y metamórfica empastados en una matriz abundante de arena y encima del que descansa frecuentemente un lecho de limo y arena fina. Sobre este depósito, de espesor reducido (inferior al metro), se inscribe el lecho menor del río, cuyas dimensiones son variables, oscilando su anchura entre los 5-6 m y los 10-12 m; de igual modo, el canal de estiaje presenta una amplitud que puede variar entre los 2 m y los 4-5 m.

En general el lecho menor tiene una profundidad entre 1 y 1,5 m, variando ésta según la posición del curso de agua con respecto a una u otra vertiente: cuando se aproxima a la vertiente izquierda el encajamiento puede ser inferior incluso al metro, mientras que cuando se acerca a la vertiente derecha y zapa en su base puede mostrar un corte de 2-3 m. Este lecho presenta globalmente un patrón sinuoso ($ISM = 1,20$), aunque su trazado es diferente en el tramo alto -entre Soto de Sepúlveda y Castillejo de Mesleón-, donde la sinuosidad es baja, y aguas abajo de esta última población donde adquiere un trazado algo más meandriforme

compuesto por meandros divagantes de corto radio de curvatura. Algunos de ellos quedan dentro del propio fondo aluvial, pero otros exceden los límites de éste efectuando una importante labor de zapa sobre la base de la ladera de la margen derecha o sobre las terrazas bajas de la vertiente izquierda. También se reconocen algunos brazos de meandro muertos o sólo funcionales en épocas de crecidas.

Por lo tanto la erosión lateral que se registra en el canal del río Serrano es, al igual que ocurre en el del Duratón y en el del Cerezuelo, muy activa centrándose –como ya se ha explicado- sobre las laderas de la margen derecha, algunas de las cuales muestran escarpes superiores a 20 m como consecuencia del retroceso que han sufrido por la zapa efectuada por el río. Pero también, aunque de forma más puntual que en los ríos anteriormente citados, el Serrano llega a excavar el propio sustrato mioceno, lo cual indicaría el espesor reducido de los aluviones.

III.2.4.3. El valle del río Cerezuelo

Este valle abierto se extiende desde Cerezo de Arriba hasta que el Cerezuelo confluye con el río del Puerto a la altura de Duruelo, conformando el río que a partir de entonces recibe el nombre de Duratón. Su longitud es de aproximadamente 9,2 km, descendiendo 120 m -desde los 1097 hasta los 977 m-, lo que supone una pendiente media de 1,30%, y dentro de él pueden diferenciarse dos tramos: en el primero, de unos 3,8 km, el trazado del eje fluvial presenta un rumbo ENE-WSW y la pendiente media del canal es mayor (2,01%), discurriendo paralelo al importante cabalgamiento de Prádena; y en el segundo, de 5,4 km, el río adopta una dirección SE-NW, alejándose progresivamente de la línea de falla y circulando en un canal con una pendiente media mas baja (0,77%).

Desde un punto de vista morfolitológico, el valle se ha excavado sobre “unidades o facies conglomeráticas y arenoso-conglomeráticas” integradas por formaciones con grandes bloques de gneis -que aparecen en las proximidades de Cerezo de Abajo y hacia el NW, en los alrededores de Mansilla y Duruelo- que pasan lateralmente a formaciones areno-arcillosas con lechos de conglomerados menos potentes y compuestos por fragmentos de menor tamaño. Solamente un corto tramo inicial del valle en torno a Cerezo de Arriba se aprecia una mayor complejidad litológica y estructural, debido a la proximidad y el paralelismo al citado cabalgamiento septentrional de la Sierra; en él el río Cerezuelo, aunque comienza su valle sobre los materiales miocenos, enseguida se encaja sobre las unidades de conglomerados calcáreos del Terciario antiguo y sobre el complejo dolomítico-margoso del cretácico, modelándose un valle bastante encajado con los rasgos propios de las “hoces abiertas”.

Aparte de este corto tramo, el valle del Cerezuelo presenta algunas diferencias con el resto de los “valles abiertos” de la cuenca sedimentaria, las cuales se aprecian ya en los caracteres

morfométricos básicos de su sección transversal. La amplitud general de ésta es algo menor, oscilando entre los 800 y los 1200 m, y la disimetría no es tan acusada como en los casos antes analizados. Probablemente el mayor calibre y la mayor dureza de las facies terciarias en las que se modela, así como la propia dirección del valle inicialmente controlada por la estructura, ha dificultado el desplazamiento lateral de éste -y consecuentemente el desarrollo de la disimetría-, favoreciendo por el contrario su encajamiento vertical. El desigual desarrollo de las vertientes sólo comienza a manifestarse a partir del momento en que el valle adopta una dirección SE-NW, aunque en ningún momento llega a alcanzar las dimensiones del resto de valles abiertos. En todo caso su génesis se traduce, lo mismo que en éstos, en el sucesivo abandono de fondos aluviales en la margen izquierda. Y es de destacar que en el tramo inicial del valle, que sigue -como se ha dicho- una dirección ENE-SSW, también se ha conservado algún nivel aluvial en la margen derecha.

En suma, el río Cerezuelo se ha desplazado hacia el SE en el primer tramo de su valle, donde se encuentra condicionado por el accidente tectónico que pone en contacto los materiales detríticos de la cuenca con los afloramientos metamórficos de la Sierra; en su segundo, de mayor longitud que el anterior, el río se ha desplazado hacia el N y NE. En ambos el modelado de una de las laderas ha evolucionado predominantemente en relación con la dinámica fluvial -en especial la ladera izquierda desde Cerezo de Abajo hasta Duruelo-, mientras que el de la otra se debe principalmente a los propios procesos de dinámica de vertientes.

III.2.4.3.1. El modelado de la margen izquierda del valle del Cerezuelo

Como se ha señalado, en el tramo inicial del valle (entre los pueblos de Cerezo de Arriba y Cerezo de Abajo), las laderas de la margen izquierda incluso son más cortas que las de la derecha, no superando los 300 m de ancho, y se resuelven en un fuerte talud que alcanza los 40 metros de desnivel y está modelado principalmente sobre unidades deformadas de conglomerados calcáreos paleógenos, culminadas por facies de grandes bloques de gneis miocenas. Sin embargo, a partir de Cerezo de Abajo estas laderas, orientadas al N y NE, presentan una mayor extensión, que suele oscilar entre 500 y 800 m, y se caracterizan por presentar en su parte inferior una serie de nítidas rupturas de pendiente. El levantamiento de una serie de perfiles detallados permite diferenciar en ellas varios elementos morfológicos: comienzan en algún cerro o loma miocena, continúan con suaves glacis de pendiente inferior a los 5°, que presentan un recubrimiento superficial constituido por una elevada proporción de cantos metamórficos y abundantes arenas y gravas arcósicas, y terminan en un sistema de replanos escalonados. Estos replanos o rellanos, de reducida extensión (no superior a 150 m), presentan en superficie una gran cantidad de cantos y bloques de cuarzo y cuarcita, con pátina anaranjada y marcado desgaste, y están separados por taludes de perfil rectilíneo. Concretamente, se han podido

distinguir con claridad al menos tres niveles, que pueden asimilarse a antiguos fondos de valle del río Cerezuelo, situados a +40 m, +12-15 m y +3-5 m; más dudoso es otro colgado a +30-32 m (Fig. III.53).

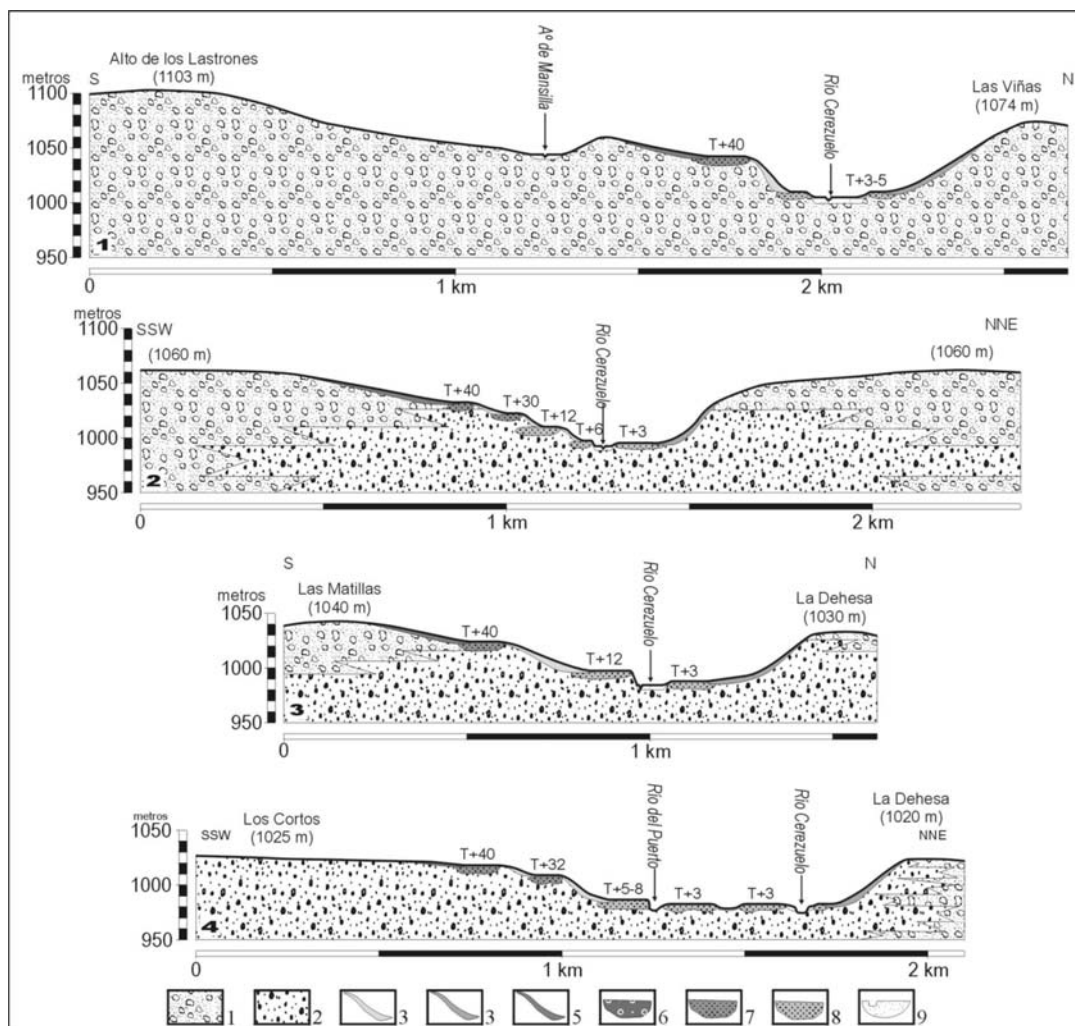


Fig. III.53. Perfiles transversales al valle abierto del Cerezuelo en el tramo de Cerezo de Abajo y la confluencia con el Duratón. 1. Grandes bloques de gneis; 2. Arenas arcósicas, arcillas y conglomerados (facies de Sotillo-Duruelo); 3. Glacis de enlace de los niveles de terrazas; 4. Glacis de laderas (nivel superior); 5. Glacis de ladera (nivel inferior que enlaza con lo fondos aluviales); 6. Terrazas aluviales altas; 7. Terrazas aluviales medias; 8. Terrazas aluviales bajas; 9. Fondos aluviales.

Este conjunto de terrazas, menos desarrollado que en los otros valles abiertos, presenta como rasgos más singulares unos bordes claros y nítidos, que están en relación, de una parte, con saltos o desniveles acusados (entre 7 y 8 m o a veces 25 m cuando desaparece el nivel de +30-32 m), y, de otra, con la proximidad de los sucesivos niveles. De hecho la extensión de la parte de la ladera ocupada por los replanos aluviales no sobrepasa los 500 m, aunque hay que tener en cuenta que en esta margen izquierda el más elevado de ellos se corresponde con la terraza +40 m, no conservándose por tanto en el valle del Cerezuelo los niveles más altos que sí se reconocen en el resto de valles abiertos. Ello indicaría que el este río ha tenido mayores dificultades para migrar lateralmente (y lo ha hecho más tarde)

posiblemente por la mayor dureza de los afloramientos miocenos en los que se ha encajado.

Los importantes desniveles existentes entre los aterrazamientos se salvan -como se ha dicho- mediante perfiles rectilíneos asimilables a taludes labrados en las “facies conglomeráticas y areno-conglomeráticas miocenas”, con pendientes de 10° por término medio, aunque localmente pueden ser significativamente más altas. Así, por ejemplo, entre Cerezo de Abajo y Mansilla, se puede observar, a la izquierda de la carretera C-112, un fuerte talud con pendientes entre 15 y 20° que enlaza con la terraza de +40 m. También la propia divagación del lecho fluvial actual aproximándose a una u otra orilla ha ocasionado por zapa lateral la presencia de bordes nítidos de las terrazas. Debido a ello aguas abajo de Mansilla, donde el río Cerezuelo discurre adosado a la margen izquierda, se desarrolla un fuerte escarpe labrado sobre afloramientos miocenos y culminado por el depósito (de 1 m de espesor) de la terraza de +12 m.

La presencia de estos taludes donde aflora el sustrato y se observa el reducido espesor del recubrimiento aluvial, permite asegurar que la disposición de este pequeño conjunto de terrazas es escalonada. Se trata, por otro lado, de niveles de reducidas dimensiones, los más elevados de los cuales (+40 y +30-32 m) aparecen como pequeñas áreas aplanadas discontinuas y rotas por barrancos transversales, cuya amplitud y desarrollo longitudinal nunca supera los 150 m, mientras que los más bajos (+12-15 m y +3-5 m), aunque su amplitud es también escasa, presentan una mayor continuidad longitudinal. Este es el caso de la terraza +12-15 m por la que, al NW de Mansilla, transita la carretera C-112 durante más de 1000 m.

III.2.4.3.2. El modelado de la margen derecha del valle del Cerezuelo

Las características morfométricas y morfológicas de las laderas de la margen derecha de este valle son aparentemente algo más sencillas. Su modelado responde fundamentalmente a procesos de dinámica de vertientes, aunque también la dinámica fluvial parece haber jugado un papel importante. En el tramo localizado entre los dos Cerezos, que sigue una dirección NE-SW, las laderas, expuestas al S, presentan un desarrollo de 400-600 m y un desnivel entre 70 y 75 m, mientras que desde Cerezo de Abajo hasta la confluencia con el Duratón, en Duruelo, éstas tienen una anchura algo menor, en torno a los 400 m, y el encajamiento oscila entre 50 y 60 m.

El resultado de los perfiles topográficos realizados puede resumirse diciendo que, desde el punto de vista morfométrico (Fig. III.53) , estas laderas muestran genéricamente una sección convexa en su arranque, rectilínea en su parte intermedia y cóncava en su parte final, donde suele enlazar con el fondo aluvial o con algún nivel de terraza, siendo estas características

similares a las de la ladera del valle del Duratón entre Sotillo y Duruelo. Este perfil se corresponde morfológicamente con un glacis de ladera o glacis mixto erosivo-acumulativo, que arranca de las estrechas y alomadas superficies miocenas culminantes a través de una convexidad cimera donde la pendiente es de 8-10, que se modela sobre el sustrato rocoso *in situ* y presenta un recubrimiento de cantos y abundantes gravas y arenas. A continuación el tramo rectilíneo, de acusada pendiente (entre 18 y 25°), presenta el mismo recubrimiento superficial: al principio es una fina película que va incrementando su espesor a medida que se descende. Finalmente, el tramo cóncavo de pendiente inferior a 5°, que constituye la parte inferior de la ladera puede definirse como un glacis propiamente detrítico, ya que está formado por un depósito procedente de la erosión de la parte superior de la ladera por la reptación y la arroyada. Este modelado presenta un apreciable desarrollo tanto lateral como transversal y sus componentes están más o menos estabilizados por la vegetación; solamente es interrumpido por la presencia de pequeños regueros y, sobre todo, de algunos barrancos a cuya salida se forman conos de deyección que descansan sobre las terrazas bajas.

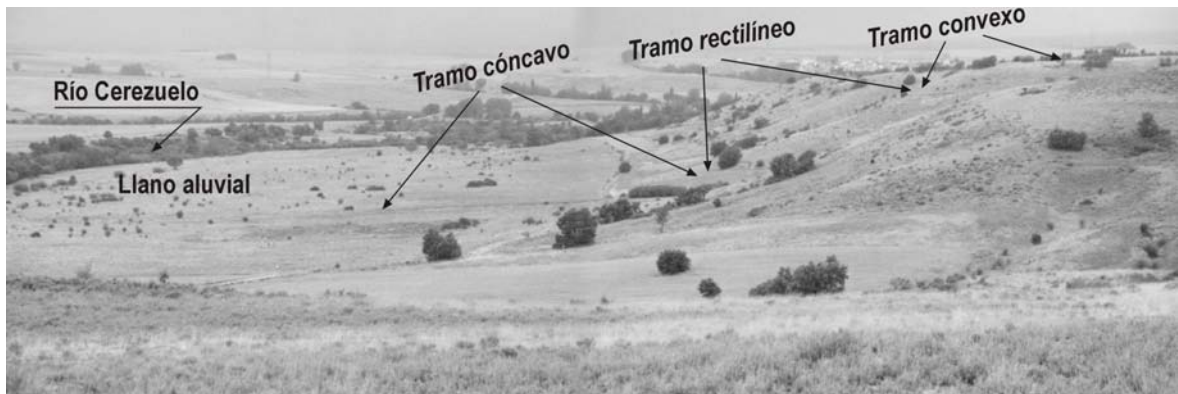


Foto III.79. Perfil típico de las laderas de la margen derecha del valle del Cerezuelo

En detalle, dentro de algunos sectores de la parte inferior de estas vertientes se aprecia la presencia de varias rupturas de pendiente, que las desdoblan en varias inflexiones convexo-cóncavas, como puede observarse a ambos lados de la Autovía A-1, y parecen estar relacionadas con diversas fases de encajamiento del río; se trata de estrechos rellanos, que suelen quedar colgados a alturas asimilables a las de alguno de los niveles aluviales antes descritos y en cuya superficie aparecen cantos de cuarzo con rasgos sedimentológicos claramente fluviales. También, en ocasiones en la parte superior se dibuja alguna inflexión convexo-cóncava antes de que comiencen propiamente las laderas, como puede observarse frente a Mansilla; esta ruptura de pendiente queda colgada respecto al cauce del río en torno a +40 m, con lo que bien pudiera relacionarse con el nivel de terraza situado a la misma altura relativa en la margen opuesta.

Por otro lado, la práctica totalidad de la ladera derecha del valle entre Cerezo de Arriba y Cerezo de Abajo está culminada por una superficie aplanada y ligeramente inclinada en la misma dirección del valle, que tiene un desarrollo longitudinal de unos 2,5 km y muestra en

superficie un profuso canturreal de cuarzos de colores anaranjados cuyas características litológicas son análogas a las de la raña. De hecho, este extenso afloramiento detrítico ha sido cartografiado e interpretado como una segunda generación de la raña (ITGME, 1993). Sin embargo la disposición longitudinal de esta superficie, enmarcando al valle del Cerezuelo e inclinándose en el mismo sentido que él, difiere de la de la raña, cuyos ápices y partes distales presentan una dirección general SE-NW. Por lo que se refiere a los rasgos sedimentológicos de su depósito, también son muy semejantes -como luego se verá- al de las terrazas más altas del Duratón y del Serrano. Teniendo en cuenta todo esto, así como su altura relativa respecto al río Cerezuelo (+70-75 m), esta superficie pedregosa puede interpretarse como una terraza de este río, correlacionable con los niveles más altos reconocidos en el área, cuyo sedimentación representaría una primera removilización, efectuada ya por cursos de agua de los materiales de la raña.

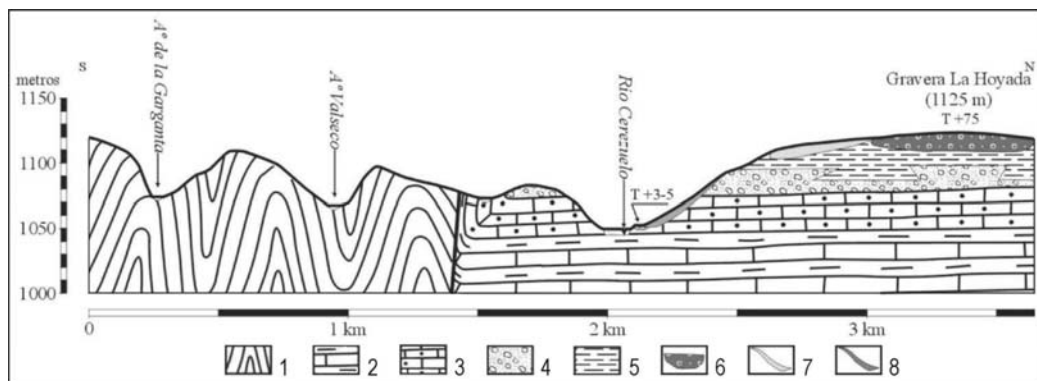


Fig. III.54. Perfil transversal al valle abierto del Cerezuelo en el tramo de Cerezo de Arriba. 1. Gneises; 2. Dolomías y margas; 3. Conglomerados calcáreos y arcillas; 4. Grandes bloques de gneis; 5. Lutitas rojas y conglomerados (facies de Castillejo-Soto); 6. Terrazas aluviales altas; 7. Glacis de laderas (nivel superior); 8. Glacis de ladera (nivel inferior que enlaza con lo fondos aluviales)

También se observa a lo largo del valle del Cerezuelo -en especial desde las cercanías de Cerezo de Abajo hasta su confluencia con el Duratón- cómo el glacis detrítico termina descansando sobre un nivel de terraza situado a +3-5 m. Dicho nivel solamente se ve truncado en los alrededores de la población citada como consecuencia del desplazamiento del cauce del río hacia su orilla derecha; la acción de zapa relacionada con éste ha generado un buen corte donde se aprecia el espesor y la composición litológica y sedimentológica de la formación coluvial del glacis de ladera, del depósito de la terraza baja e incluso del propio sustrato rocoso. La formación de ladera presenta un espesor de aproximadamente 2 m y está compuesta por finos lechos arcillo-arenosos que engloban de forma dispersa gravas y cantos de pequeño calibre; el depósito aluvial, por su parte, tiene un espesor de 70 cm y está constituido por cantos y bloques cuarcíticos y metamórficos embutidos en una matriz arenosa, sobre los que descansa una capa de 20 cm formada por limos y arena fina; finalmente, el sustrato sobre el que el río Cerezuelo está ligeramente encajado, pertenece a la facies miocena caracterizada por la presencia de “grandes bloques de gneis”.

El hecho de que normalmente el glacis detrítico enlace e incluso fosilice una terraza tan baja como la de +3-5 m parece indicar un encajamiento muy reciente de este río. Y la persistencia de éste tipo de dinámica se ve confirmada por el afloramiento del sustrato mioceno en los márgenes de su lecho actual.

III.2.4.3.3. El fondo del valle del río Cerezuelo

El fondo del valle del Cerezuelo está ocupado por un llano aluvial cuya amplitud es diferente según el tramo: entre Cerezo de Arriba y Cerezo de Abajo es relativamente estrecho, pues tan sólo tiene entre 50 y 100 m de ancho, mientras que aguas abajo de esta última localidad oscila entre los 200 y 300 m. Está generalmente constituido por un depósito de espesor métrico de gravas, cantos y bloques de cuarzo y cantos metamórficos envueltos en una abundante matriz arenosa.

El rasgo más significativo de esta franja aluvial de fondo es que el canal actual está nítidamente encajado en ella y con mucha frecuencia está colgada sobre él a +3 y 5 m, constituyendo en realidad -como se ha explicado- la terraza más baja del río. Y, al igual que ocurre con el fondo del valle del Duratón, como consecuencia de este encajamiento la corriente de agua discurre en algunos tramos cortos sobre el propio sustrato rocoso. Este encajamiento parece estar relacionado con la confluencia de los distintos valles, que se manifiesta en un aumento local de la pendiente del canal. Así, aguas arriba de la confluencia del Cerezuelo y el río del Puerto (lugar donde se conforma propiamente el río Duratón), el primero discurre encajado en los aluviones dejando al descubierto en algunos tramos el sustrato rocoso. De igual modo, en las proximidades de Cerezo de Abajo el canal discurre encajado y deja ver el sustrato aguas arriba de la confluencia del Cerezuelo con el arroyo de la Garganta

Por su parte, el lecho menor -cuya anchura se sitúa en torno a los 5 m- presenta un trazado entre rectilíneo y sinuoso. En el primero de los tramos considerados (Cerezo de Arriba-Cerezo de Abajo) el índice medio de sinuosidad es de 1,05, mientras que en el segundo (Cerezo de Abajo-Duruelo), la sinuosidad aumenta ligeramente ($ISM = 1,25$), pudiendo reconocerse incluso en las proximidades de Mansilla algunos trechos donde el canal describe varios meandros sucesivos de corto radio de curvatura.

Es sin duda en este tramo más bajo, previo a su confluencia con el Duratón, donde el canal presenta huellas de una mayor actividad erosiva. Se relaciona ésta con el desplazamiento del cauce alternativamente hacia una u otra vertiente del valle, provocando una notable zapa lateral en la base de éstas. Así, como ya ha sido explicado al analizarlas, frente a la localidad de Cerezo de Abajo el cauce discurre a lo largo de aproximadamente 700 m adosado a la ladera derecha, produciendo el truncamiento basal de la misma. Por su

parte, aguas arriba de Mansilla, la corriente de agua se adosa a la margen izquierda, dando lugar a un acusado escarpe labrado sobre la facies miocena de Sotillo-Duruelo y culminado a +12 m por un depósito de terraza. En los sectores donde el cauce del río ocupa una posición central y no se ha desplazado hacia uno u otro lado del fondo aluvial, las laderas enlazan con éste a través de un suave y amplio perfil cóncavo.

En resumen, la dinámica actual del río Cerezuelo se caracteriza no sólo por una labor de zapa lateral notable, cuya consecuencia en ocasiones son escarpes de más de 12 m de desnivel, sino también por una apreciable incisión lineal del propio cauce, que se encaja sobre el propio sustrato rocoso dejando el llano aluvial más reciente colgado en muchos tramos entre 3 y 5 metros.

III.2.4.4. El valle abierto de río Caslilla

El río Caslilla ha modelado su valle en la cuenca sedimentaria a lo largo de un recorrido que alcanza aproximadamente los 11,8 kilómetros y va desde la salida de la Urbanización de Los Cortos, donde la altura del cauce es de 1010 m, hasta poco después de sobrepasar la localidad de Vellosillo, justo cuando comienza a encajarse para formar la hoz de Sepúlveda, donde dicho cauce se encuentra a una altura de 947 m. Por tanto, en este sector de valle abierto labrado sobre los materiales detríticos de la cuenca terciaria el río desciende 63 m, manteniendo una suave pendiente de 0,53%. Dentro de él se pueden distinguir dos tramos modelados sobre complejos morfolitológicos diferentes, lo que se ha traducido en la presencia de sensibles diferencias morfométricas y morfológicas.

El primer tramo (“tramo de Santa Marta-Tanarro”), localizado entre la Urbanización de Los Cortos y la localidad de Perorrubio, está modelado sobre las “unidades conglomeráticas y arenoso-conglomeráticas del Mioceno”, que en este ámbito en concreto están constituidas por conglomerados de cantos y bloques (de gneis, pórfido, cuarzo, cuarcita y caliza) embalados dentro de una matriz arcósica y alternantes con lechos areno-arcillosos, en disposición prácticamente horizontal aunque se observa una ligerísima inclinación hacia el SE. Este tramo sigue inicialmente -hasta las proximidades del pueblo abandonado de Fuente Casa- un rumbo ESE-WNW, que parece estar controlado por la estructura tectónica subyacente a los materiales miocenos, en concreto por el eje del sinclinal subsiguiente a la flexión "en rodilla" de Pedraza-Ventosilla. A partir del citado pueblo, el valle comienza a adoptar un rumbo SE-NW y finalmente, poco antes de llegar a la localidad de Tanarro, de nuevo cambia de sentido, dirigiéndose al NE. Este último sector coincide con el afloramiento a lo largo de aproximadamente un kilómetro de la cobertera cretácica plegada, la cual es excavada por el río Caslilla en lo que puede definirse como un corto tramo epigénico de morfología mixta: la parte media y superior del perfil transversal del valle está modelada sobre materiales detríticos miocenos, mientras que en la parte inferior afloran series dolomítico-margosas del techo del Cretácico superior.

Por su parte, el segundo tramo, que se extiende a lo largo de 5,8 km en dirección SE-NW entre la localidad de Perorrubio y las cercanías de Vellosillo, se desarrolla sobre materiales básicamente arcillo-arenosos dispuestos en lechos horizontales, que se integran dentro del complejo morfolitológico denominado “unidad o facies ocre arenoso-arcillosa del Mioceno” definido en este sector por la alternancia de bancos areno-arcillosos y lechos de conglomerados constituidos por cantos metamórficos, calcáreos y cuarcíticos.

Desde el punto de vista morfométrico, ambos tramos del valle abierto del Caslilla muestran como rasgo más significativo su disimetría transversal, si bien ésta es bastante más acusada en el segundo de ellos. En el tramo de Santa Marta-Tanarro la vertiente de la margen derecha es corta -no suele sobrepasar los 500 m-, presenta un perfil convexo en su parte superior y termina por lo general en un pequeño tramo cóncavo que enlaza con el fondo; mientras que la vertiente de la margen izquierda, de mayor desarrollo -en torno a los 2500 m de anchura-, presenta un perfil con suaves y amplias alternancias convexo-cóncavas de inclinación muy débil (no superior a los 5°), produciéndose muy cerca ya del fondo una clara ruptura de pendiente. En cuanto al tramo de valle de Tanarro-Vellosillo, la sección transversal presenta una disimetría notablemente más marcada: la vertiente orientada al E, correspondiente a la margen izquierda del río, presenta una gran amplitud -superior casi siempre a los 2000 m- y su sección transversal es la resultante de la combinación de sucesivos perfiles convexo-cóncavos, cuya inclinación es siempre muy suave, por lo general inferior a los 5°; por el contrario, la vertiente de la margen derecha y orientada al W es mucho más corta -entre 400 y 600 m- y su perfil topográfico es prácticamente idéntico al del tramo anterior (se inicia con un segmento convexo de cierto desarrollo y de suave pendiente, continua con un segmento corto rectilíneo de pendiente más acusada y concluye con una parte cóncava, también con frecuencia de cierta extensión, donde la pendiente decrece hasta enlazar con el fondo del valle).

III.2.4.4.1. El modelado de la margen izquierda del valle del Caslilla

Las laderas de esta margen arrancan de las estrechas superficies de denudación miocenas que culminan este sector de la cuenca constituyendo la divisoria entre los ríos San Juan y Caslilla. Son laderas extensas y caracterizadas por la suavidad de las pendientes con las que descienden hacia el fondo del valle. No obstante, un estudio en detalle, mediante el levantamiento de perfiles topográficos, permite detectar en ellas pequeñas rupturas de pendiente e incluso diferencias en el modelado de los dos tramos que se han señalado en el valle del Caslilla (Fig. III.55).

En el tramo de Santa Marta-Tanarro desde las culminaciones miocenas se extienden amplios glaciares de acumulación con inclinación muy suave que aparecen como rellanos de cierta amplitud (en torno a los 500 m), los cuales con frecuencia terminan en una corta ruptura

de pendiente convexo-cóncava, bajo la que se desarrolla otro glacis del mismo tipo. De este modo la parte superior y mayoritaria de las laderas aparece conformada por una sucesión “glacis-rellanos”, que presentan un recubrimiento superficial constituido por abundantes gravas y arenas arcósicas así como por cantos metamórficos. Es difícil precisar si el escalonamiento de estos glacis se debe a la presencia en el sustrato mioceno de algún lecho más resistente a la erosión y capaz de generar las rupturas de pendiente que los separan, o si por el contrario puede estar relacionada con el establecimiento de sucesivos niveles de base impuestos por el río Caslilla en su proceso de encajamiento. En apoyo de esta última interpretación está -como ahora se verá- la altura relativa de los depósitos que se acaban de describir respecto al lecho actual del río, la cual coincide con la de las terrazas aluviales que se conservan en el tramo de Tanarro-Vellosillo.

Finalmente, el glacis-rellano de +40 m o más frecuentemente el de +25 m conecta a través de una clara ruptura de pendiente con la parte inferior propiamente dicha del valle. Esta parte basal de la ladera se define como una vertiente corta, de amplitud inferior a los 300 m, configurada como un glacis mixto cuyo segmento superior de pendiente entre 10 y 20° se modela en la roca *in situ*, mientras que el segmento inferior, con una pendiente inferior a 5°, está constituido por un depósito coluvial. Este último segmento suele enlazar con el fondo aluvial, aunque con frecuencia lo hace con una terraza baja (T +5 m). En ocasiones y de forma puntual, como ocurre en el puente de Tanarro, la vertiente de enlace con el fondo está culminada por lo que parece un nivel aluvial, situado a + 20-22 m

Entre la localidad de Tanarro y algunos cientos de metros aguas abajo de Vellosillo se define un segundo tramo, dentro del que la fisonomía de la margen izquierda del valle cambia sustancialmente: desaparece el segmento inferior de la ladera relativamente encajado que se acaba de describir y, sobre todo, la sucesión de glacis-rellanos es sustituida por una combinación de estrechos rellanos y suaves rampas, que presentan en superficie un recubrimiento formado por cantos de cuarzo (predominantes), junto con cantos metamórficos y calcáreos. Los primeros -como luego se verá- se encuentran bastante desgastados, evidenciando su origen fluvial; los segundos parecen estar más bien relacionados con las facies detríticas miocenas en las que se modela el valle del Caslilla. Muy posiblemente el espesor de los niveles aluviales silíceos fue muy escaso, quizá inferior a 1 m, y las labores agrarias han podido haberlos mezclado con los del relleno terciario.

En todo caso, desde un punto de vista morfológico, los rellanos constituyen el sistema de terrazas sedimentado por el río Caslilla a lo largo de su encajamiento cuaternario, mientras que las rampas vienen a significar los glacis de enlace que salvan el desnivel existente entre una de ellas y la que la sucede. El análisis efectuado ha permitido diferenciar 8 niveles aluviales colgados situados a las siguientes alturas relativas: +68-70 m, +56-60 m, +47-50 m; +40 m, +30-32 m, +20-22 m, +10-12 m y +4-6 m. Todos ellos tienen una reducida extensión (suele oscilar entre 50 y 100 m) y, con alguna excepción, los bordes están bastante

difuminados. Solamente las terrazas más bajas (+10-12 m y +4-6 m) presentan un cierto desarrollo longitudinal y muestran bordes más claros, estando presentes a lo largo del tramo de valle; las restantes aparecen nada más que en algunos sectores, por lo cual lo que se conserva de ellos son retazos locales a veces distantes entre sí. Es incluso frecuente que uno de estos niveles se muestre de forma nítida en un segmento del valle para luego no volver a aparecer. Además, los niveles más altos suelen encontrarse bastante degradados debido sobre todo a la erosión realizada por los arroyos transversales, de modo que la parte superior de la ladera aparece modelada en una serie de colinas o cerros de reducidas dimensiones correspondientes a los restos de estas terrazas altas. La secuencia más desarrollada y mejor conservada de los niveles de aluvionamiento del río Caslilla, en la que los más bajos presentan un recorrido longitudinal de unos 700 m, se localiza frente a Vellosillo. En el camino que une esta localidad con la de Villafranca se reconocen al menos 5 niveles, permitiendo estimar que el desplazamiento del cauce fluvial hacia el NE ha sido de unos 2000 m.

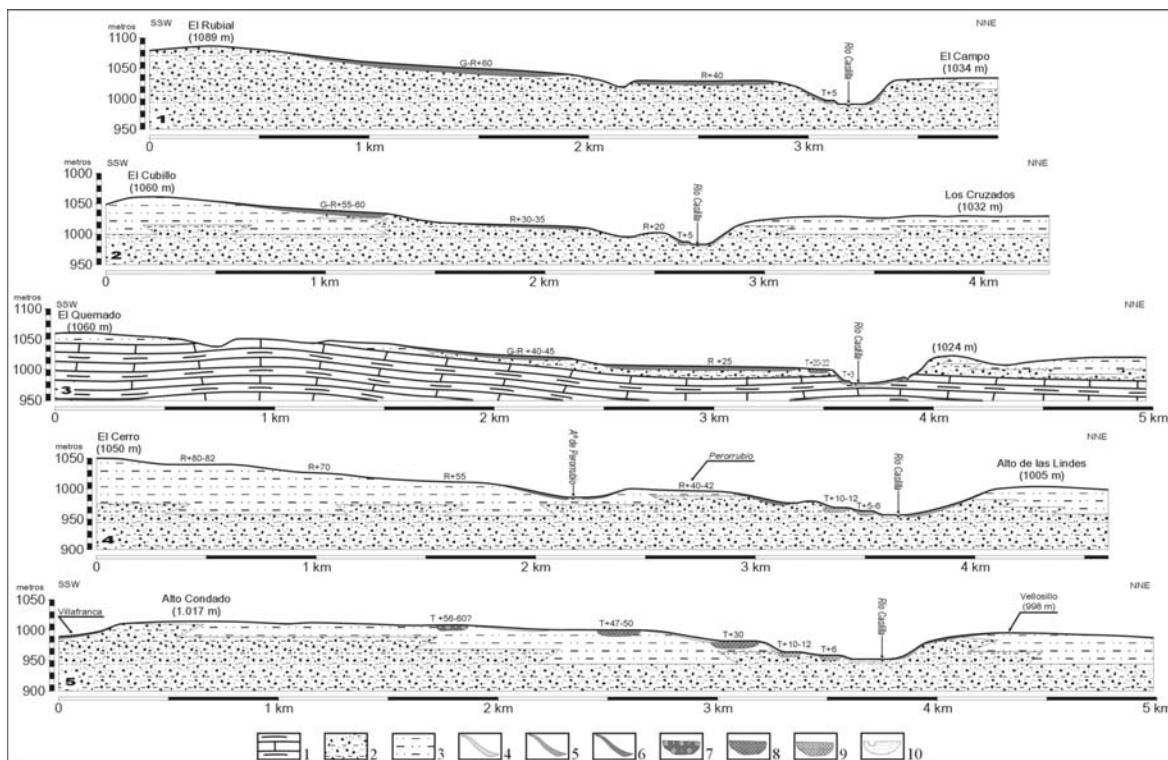


Fig. III.55. Perfiles transversales al valle abierto del Caslilla. 1. Dolomías y margas del Cretácico; 2. Arcillas, limos, arenas y niveles conglomeráticos (facies de Vellosillo-Duratón); 3. Arcillas rojas y conglomerados (facies de Perorrubio-Villafranca); 4. Glacis de enlace de los niveles de terrazas; 5. Glacis de laderas (nivel superior); 6. Glacis de ladera (nivel inferior que enlaza con lo fondos aluviales); 7. Terrazas aluviales altas; 8. Terrazas aluviales medias; 9. Terrazas aluviales bajas; 10. Fondos aluviales.

III.2.4.4.2. El modelado de la margen derecha del valle del Caslilla

Las laderas de esta margen se inician en las superficies miocenas, estrechas y alargadas, que constituyen la divisoria de aguas con el vecino río Duratón o incluso arrancan de las

terrazas más altas de éste, porque, a pesar de la migración lateral del Caslilla, cifrada -como se acaba de indicar- en unos 2000 m, su menor capacidad erosiva ha permitido no sólo la conservación de las indicadas franjas miocenas, sino también la de los niveles aluviales más altos construidos por el río vecino. Esto no ha ocurrido, sin embargo, en el interfluvio Duratón-Serrano, donde -como ya se ha explicado- el primero en su desplazamiento lateral ha desmantelado las superficies culminantes miocenas y buena parte de las terrazas altas y medias del segundo.

El desarrollo transversal mucho más reducido (entre 400 y 700 m) de estas vertientes de la margen derecha, orientadas al W y al SW, implica pendientes más abruptas con una inclinación en el segmento medio de la ladera entre los 20° y 30°, para salvar desniveles de unos 50 m. Su perfil convexo-rectilíneo-cóncavo responde al modelado de un glacis de ladera, semejante al de las laderas derechas del resto de valles abiertos. La parte superior está labrada en la roca *in situ*, aunque recubierto parcialmente por materiales detríticos, mientras que la parte inferior se desarrolla sobre materiales de acumulación coluvial, enlazando a través de un perfil cóncavo con el fondo del valle. A veces, como puede observarse en el núcleo de Vellosillo, en el inicio de estas laderas se registra el modelado previo de un suave glacis de escasa extensión que parece haber quedado colgado y que pudiera estar relacionado con la terraza de +30-32 m.

Sobre estas laderas de mayor pendiente (cuya superficie está colonizada por un escaso tapiz vegetal compuesto por pastizal raquíutico o matorral disperso de espinares, *Astragalus granatensis* y tomillos, con algunos rodales de sabina albar o aislados brotes en regeneración de sabinas y encinas) han actuado con cierta intensidad procesos relacionados con las diferentes modalidades de la arroyada. La arroyada difusa, junto con la reptación, son responsables del arrastre de las partículas más finas (arcillas, arenas, gravas pequeñas) y de la formación, con las que sobrepasan su competencia, de un pedregal o empedrado con poca matriz que tapiza la superficie de las vertientes. La presencia de este tapiz pedregoso es más característica del tramo de valle de Santa Marta-Tanarro, debido al afloramiento de facies más conglomeráticas. Pero sin duda la arroyada concentrada ha sido la que ha modificado en mayor medida la fisonomía original de estas laderas de la margen derecha del Caslilla, abriendo en ellas importantes cárcavas o regueros, dentro de los cuales es posible distinguir varios tipos morfológicos, que están en función de los varios ámbitos litológicos en los que se abre el valle (TANARRO, 1994).

Sobre las laderas del tramo de valle de Santa Marta-Tanarro, que -como se dijo- se modela sobre “la facies blanca de Santa Marta del Cerro”, el rasgo más significativo es la presencia de regueros o cárcavas perpendiculares al cauce y paralelas entre sí que, por lo general, no superan el metro de profundidad.



Foto III.80. Vista general del valle abierto del Casilla en el tramo de Santa Marta del Cerro, que presenta una forma de “cuenco” aparentemente simétrico, enmarcado por vertientes convexo-cóncavas



Foto III.81. Valle abierto del Casilla en las proximidades de Vellosillo, donde se aprecia un fuerte disimetría. Las laderas orientadas al W (a solana) son abruptas y presentan un perfil convexo-rectilíneo-cóncavo, mientras que las laderas expuestas al E (a la umbría) son suaves y muy tendidas

Estas formas, abiertas por la arroyada concentrada, se inician coincidiendo con el afloramiento de los tramos areno-arcillosos y suelen ocupar solamente la parte media de la ladera. No llegan normalmente a conectar con la parte superior de la vertiente ni alcanzan la base de la ladera; no obstante, excepcionalmente se han desarrollado tanto en profundidad como longitudinalmente formando auténticos barrancos, que sí mueren al pie de la vertiente. La funcionalidad actual de éstos se limita a actuar como canales por los que puede fluir esporádicamente el agua arrastrando arenas, arcillas y numerosos clastos. Dicha acción de arrastre parece demostrada por la presencia a mitad de canal de acumulaciones detríticas y, a la salida de éste, de pequeños conos de deyección.

Por su parte, sobre estas laderas en el tramo de valle de Tanarro-Vellosillo, abierto sobre las denominadas “facies ocre arenoso-arcillosas y carbonatadas del mioceno de Vellosillo-Duración”, la arroyada concentrada ha abierto una serie de surcos o cárcavas, las cuales presentan notables diferencias con las desarrolladas en el tramo anterior, la principal de las cuales es su agrupación en conjuntos de algo mayor complejidad y jerarquía. Por lo general constan de uno o más frecuentemente de dos surcos principales, de profundidad superior al metro, alimentados a su vez por varios surcos menores, que se unen a media ladera. Estas cárcavas, separadas por “interfluvios” de forma redondeada, terminan en un pequeño cono de deyección, que casi nunca llega a conectar con el fondo del valle, sino que queda colgado sobre éste a más de 10 m. Tienen un perfil longitudinal corto pero bastante accidentado, ya que salvan un desnivel de unos 20-30 m en un recorrido de entre 50 y 100 m; dentro de éste se reconocen saltos o escalones a veces de más de un metro de desnivel, los cuales suelen coincidir con el afloramiento de algún lecho conglomerático, aunque también pueden estar en relación con algún nivel areno-arcilloso muy compacto.

III.2.4.4.3. El modelado del fondo del valle del Castilla

El fondo de este valle tiene como elemento principal un llano aluvial no demasiado extenso, cuya anchura se sitúa entre los 80 y 100 m aunque en algunos sectores puede alcanzar los 150-200 m. Los caracteres sedimentológicos del depósito que lo constituye muestran un predominio de aluviones formados por arena y limo, siendo prácticamente inexistente la fracción gruesa, a diferencia de lo que ocurre en el resto de los valles.

El lecho fluvial tiene igualmente una anchura reducida, entre 3 y 5 m, encajándose en el llano aluvial entre 0,5 y 1,5 m. Teniendo en cuenta las características de su trazado se pueden diferenciar en el valle dos sectores. En el primero, desde la salida del río de la Urbanización de Los Cortos hasta poco antes de llegar a Perorrubio, el lecho muestra un patrón entre rectilíneo y ligeramente sinuoso, con un índice medio de sinuosidad bajo (1,06) y aparece desplazado hacia la derecha, dejando en la margen opuesta la práctica totalidad del fondo aluvial. Este desplazamiento, acompañado de una importante labor de zapa, parece estar

controlado -como se ha indicado anteriormente- por la estructura tectónica subyacente, pues en este tramo el río corre en sentido básicamente paralelo al eje del sinclinal formado por la flexión de la Urbanización de Los Cortos.

A partir del núcleo de población de Santa Marta del Cerro, y más concretamente desde Perorrubio, el canal pasa a adoptar un trazado algo más sinuoso ($ISM = 1,17$), configurando un tramo en el que alternan segmentos con amplios meandros y segmentos formados por meandros pequeños; en ambos casos están confinados dentro de los límites de la propia llanura aluvial, de modo que, salvo excepciones muy puntuales, la zapa lateral sobre las laderas es escasa o nula. Esta acción erosiva, junto con la acumulación lateral de aluviones, se muestran tan sólo en las propias márgenes o ribazos del lecho. Sean cuales sean sus dimensiones, estos meandros presentan una margen de zapa, donde la acción socavadora del río se traduce en la presencia de un perfil limpio o cortado con frecuentes huellas de deslizamientos, y una margen de sedimentación donde varias barras descienden suavemente hacia el fondo del canal.

III.2.4.5. El valle abierto del río San Juan: El tramo de Villafranca

La anchura de la cuenca sedimentaria se reduce hacia el W, a unos 6-8 kilómetros por término medio, siendo el área más estrecha la que se extiende entre la localidad de Aldealcorvo y el Castillo de Castilnovo, donde los materiales miocenos sólo tienen una amplitud de algo más de 2 km. La disminución del área de afloramiento de estos materiales está en relación con la creciente presencia en superficie de la cobertera cretácica y paleógena asociada al piedemonte calcáreo de Prádena, la cual llega prácticamente a desarrollarse sin interrupción hasta enlazar con los relieves cretácicos de Sepúlveda; no obstante, en este sector se dispone en un sinclinal muy laxo, el cual está relleno por los materiales detríticos del Mioceno.

El río San Juan atraviesa, por tanto, estos materiales neógenos en un pequeño tramo, de apenas 2000 m de longitud, en el que desciende unos 15 m a razón de una pendiente media de 0,62%. Por tanto, “el valle abierto” labrado por este río se limita a este reducido sector situado al NW de Villafranca, cuyo rasgo más sobresaliente es una acentuada disimetría transversal sólo interpretable como consecuencia de un progresivo desplazamiento del cauce hacia el NE. Esta migración lateral queda remarcada además por la fuerte inflexión del trazado fluvial, que describe un pronunciado arco en la dirección indicada al entrar en los afloramientos miocenos. Llama la atención cómo este valle abierto, que está enmarcado aguas abajo y aguas arriba por dos cañones (el de Castroserna de Abajo y el de Aldealcorvo), que siguen una dirección general SW-NW, ha podido registrar una migración tan acusada en un recorrido tan corto por la cuenca terciaria.

Desde un punto de vista morfolitológico los materiales en los que se abre este corto tramo de valle pertenecen en su totalidad al complejo “unidades ocre arenoso-arcillosas y carbonatadas del Mioceno”, si bien en este sector occidental de la cuenca los niveles y lechos con mayor proporción de arcillas presentan un mayor espesor, dando lugar a la denominada facies roja de Perorrubio-Villafranca. Ello, aunque no influye demasiado en la configuración general del valle, sí condiciona y controla alguno de los modelados de la vertiente de la margen derecha.

III.2.4.5.1. El modelado de las vertientes de la margen izquierda del valle del río San Juan

Las vertientes orientadas al E, correspondientes a la margen izquierda del río, presentan una gran amplitud resultante de la combinación de sucesivos perfiles convexo-cóncavos, cuya inclinación es siempre muy suave (entre 10 y 5°). Dentro de la aparente suavidad y uniformidad que globalmente presentan, un estudio detallado permite reconocer una sucesión de varios escalones o rellanos. En concreto, desde la parte cimera de la vertiente hasta el fondo del valle se han podido distinguir hasta ocho de estos rellanos, los cuales presentan un recubrimiento superficial constituido por cantos de cuarzo bastante desgastados. Este depósito es más abundante y profuso en los escalones más bajos o más próximos en altura al fondo del valle actual, mientras que en los más elevados, es menor y además suele incluir cantos de naturaleza metamórfica.

Al igual que en el resto de valles abiertos descritos hasta ahora, estos rellanos, que suelen presentar bordes relativamente claros, corresponden a niveles aluviales o terrazas construidas, en este caso, por el río San Juan a su paso por este pequeño sector de la cuenca miocena. En función de las alturas relativas a las que quedan sobre el lecho del río se han podido establecer las siguientes: +70 m, +55 m, +46-50 m, +38-40 m, +30-32 m, +20-22 m, +12-15 m y +4-6 m. Tal como sucede en el valle del Caslilla, tienen reducidas dimensiones y apenas muestran continuidad longitudinal, apareciendo alguno de ellos sólo en uno o dos enclaves. Además, varios arroyos transversales al valle, con rumbo NE, terminan de romper la continuidad de estos niveles, quedado así la ladera modelada como un conjunto de estrechos retazos aplanados y separados entre sí, los más altos de los cuales forman cerros aislados de planta más o menos redondeada (cerros de Los Regueros, El Portillo). Los elementos de enlace entre ellos son glacia detriticos muy suaves y ligeramente cóncavos, modelados en parte sobre el propio depósito aluvial que forma la terraza y en parte sobre los materiales del relleno mioceno.

Teniendo en cuenta la localización del los niveles más altos -en este caso sólo un nivel, que culmina en el cerro de Los Regueros- puede estimarse que el desplazamiento lateral del San Juan hacia el NE ha sido próximo a los 2500 m. Y, aunque la falta de continuidad de las

terrazas impide conocer las sucesivas posiciones de su cauce en su evolución cuaternaria, parece claro que el río al adentrarse en los materiales de la cuenca seguía una dirección SE-NW. La presencia de la terraza de +46-50 m, que aparece con claridad en el valle abierto tanto en un pequeño retazo culminando la ladera izquierda del Cañón de Castroserna de Abajo como en varios retazos en el borde culminante de la hoz de la Presa del Barrio, permite asegurar al menos que mientras se depositó esta terraza el río llevaba la dirección indicada y que la inflexión de río hacia el NE aún no había comenzado a manifestarse.

Al igual que en río Duratón, parece que la inflexión de los cursos y el consiguiente arqueamiento de los trazados hacia el NE y el NNE es un fenómeno reciente, que comienza suceder al tiempo que se produce la sedimentación de la terraza + 30-34 m. Lógicamente esta inflexión parece manifestarse de forma especial en aquellos valles abiertos que están enmarcados aguas arriba y aguas abajo por cañones, de modo que el valle solo puede desplazarse en el tramo en el que atraviesa los materiales más deleznales de las cuenca miocena.

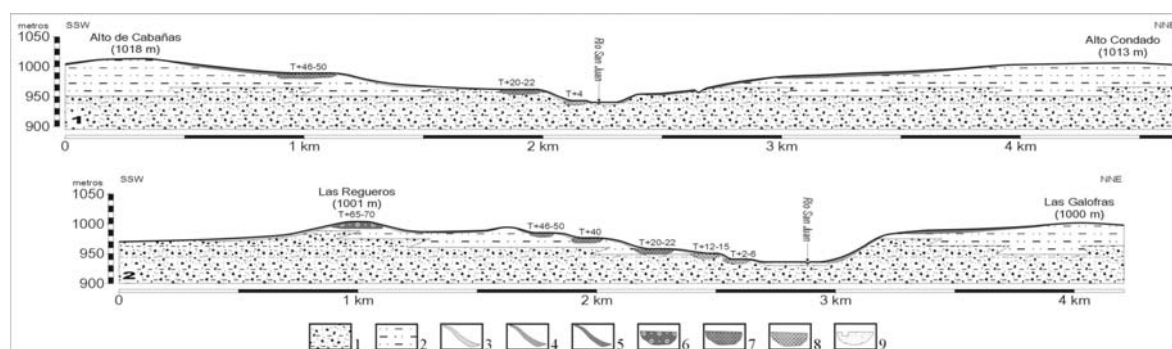


Fig. III.56. Perfiles transversales al valle abierto del San Juan. 1. Arcillas, limos, arenas y niveles conglomeráticos (facies de Vellosillo-Duratón); 2. Arcillas rojas y conglomerados (facies de Perorrubio-Villafranca); 3. Glacis de enlace de los niveles de terrazas; 4. Glacis de laderas (nivel superior); 5. Glacis de ladera (nivel inferior que enlaza con lo fondos aluviales); 6. Terrazas aluviales altas; 7. Terrazas aluviales medias; 8. Terrazas aluviales bajas; 9. Fondo aluvial.

III.2.4.5.2. El modelado de las vertientes de la margen derecha del valle del río San Juan

En estas vertientes, que presentan un desarrollo transversal más corto y están orientadas al W, la parte superior de su perfil está constituido por suaves glacis ligeramente inclinados y de cierta extensión, los cuales arrancan de las llanuras onduladas o lomas miocenas que culminan el interfluvio entre el río San Juan y el Caslilla; se trata de glacis detríticos modelados sobre el propio relleno neógeno, los cuales -como se ha visto- también aparecen en algunos tramos de los “valles abiertos” del Caslilla, el Cerezuelo y especialmente en el Duratón y el Serrano. En el caso del San Juan estos glacis parecen enlazar con la terraza +46-50 m y en determinado momento se produce en ellos una clara ruptura de pendiente, a partir del cual se desarrolla el sector inferior de la ladera. Presenta éste un desarrollo más corto, lo que implica pendientes más abruptas, y su configuración es convexa al principio, rectilínea en el segmento intermedio, donde la inclinación es mayor (entre los 20 y 25°), y cóncava en el segmento

basal inferior, donde la pendiente es inferior a 5°, produciéndose el enlace con la llanura aluvial. Este perfil, típico de las vertientes de la margen derecha de los valles abiertos, responde al modelado de un glacis-ladera o glacis mixto: erosivo en el tramo superior, labrado en la roca *in situ*, aunque recubierto parcialmente por materiales detríticos, y acumulativo en la parte inferior, cuyos coluviones descansan sobre el fondo aluvial.

Asimismo este tramo inferior de la vertiente, de mayor inclinación, se encuentra fragmentado e incidido por numerosos surcos de arroyada o cárcavas, pudiendo decirse que en él son estas formas de erosión los elementos morfológicos espacialmente dominantes y más significativos. Presentan estas cárcavas unas características prácticamente idénticas a las modeladas en la margen derecha del Caslilla y del Duratón, si bien la mayor presencia de niveles arcillosos ha favorecido más la incisión vertical de lo que se ha derivado la apertura de un más alto número de surcos, los cuales además tienen una mayor profundidad. Así, aunque aún perviven algunos retazos de la ladera original, en los poco más de 2 km en los que el valle de San Juan se abre sobre los afloramientos miocenos la ladera derecha se encuentra intensamente diseccionada por cárcavas, que forman ya incipientes sistemas dendríticos agrupados en torno a varios surcos especialmente profundos. Normalmente, quedan enmarcadas por una cabecera irregular de forma más o menos semicircular, desde donde arrancan los numerosos regueros que afluyen a los surcos principales, los cuales se unen a media ladera formando un “arroyo” de mayor tamaño, que muere al pie de la misma formando a su salida pequeños conos de deyección. El perfil longitudinal de estos surcos mayores es bastante accidentado como consecuencia del afloramiento de lechos conglomeráticos o de la presencia de bancos arcillo-arenosos compactos que dan lugar a pequeños resaltes.

III.2.4.5.3. El modelado del fondo del valle abierto del río San Juan

En este tramo de valle, que -como se ha dicho- apenas alcanza los 2 km de longitud, el fondo aluvial se caracteriza por una apreciable amplitud, oscilando por lo normal entre los 150 y 300 m de ancho. Al igual que en el valle anteriormente analizado, éste está formado por aluviones de granulometría fina, especialmente por arena fina, limo y arcilla, y sobre él se encaja entre 1 y 2 metros el lecho actual del río. Éste, que tiene una anchura entre 5 y 7 m, presenta un patrón entre rectilíneo y ligeramente sinuoso ($ISM = 1,10$) y discurre siempre dentro de los límites del llano aluvial, de modo que la labor erosiva del curso de agua se ejerce sólo sobre los ribazos u orillas, las cuales generalmente suelen mostrar cortes limpios. No obstante, en líneas generales se observa un cierto desplazamiento del lecho hacia el E (margen derecha del valle), adquiriendo por tanto la llanura aluvial una extensión mayor sobre la margen izquierda, lo que remarca la ya indicada disimetría general de este valle abierto modelado sobre las facies detríticas del Mioceno



Foto III.82. Laderas de la margen derecha del valle del Casilla
en el tramo de Santa Marta



Foto III.83. Laderas de la margen derecha del valle del Casilla
en el tramo de Vellosillo



Foto III.84. Detalle de las cárcavas o regueros del valle del Casilla
en el tramo de Vellosillo



Foto III.85. Vista general del valle abierto del San Juan en Villafranca

III.2.4.6. Los valles abiertos autóctonos: el valle del arroyo de Valarta y el barranco de la Dehesilla

Gran parte de los valles modelados en la cuenca sedimentaria han sido excavados por cursos “autóctonos”, es decir que tienen su nacimiento dentro de los límites de la misma. Entre ellos merece la pena destacar dos: los abiertos por el arroyo de Valarta y el arroyo de la Dehesilla. Destacan ambos, de un lado, por su amplitud y su configuración disimétrica, incluyendo la presencia de una serie de terrazas en la margen izquierda; y de otro, por la fuerte incisión de la arroyada concentrada en las laderas de la margen derecha, especialmente en el arroyo de Valarta, generando un espléndido paisaje de cárcavas

Tanto uno como otro arroyo han excavado sus valles encajándose sobre la raña y los depósitos miocenos infrayacentes; éstos últimos, desde un punto de vista morfolitológico, corresponden a la “unidad o facies rojizas arcillo-arenosas y sin cemento carbonático” y concretamente a la facies “lutitas rojas con niveles de conglomerados de Soto-Castillejo”. El valle de la Dehesilla se modela enteramente sobre estos materiales miocenos, mientras que el valle del Valarta en sus tramos inicial y medio está modelado en dichos materiales coronados por los depósitos de raña; en el tramo final, éstos desaparecen, desarrollándose el valle hasta su confluencia con el Serrano sobre los niveles detríticos del Mioceno anteriormente citados.

El arroyo de Valarta, pequeño tributario del río Serrano por su margen derecha, nace sobre el sector occidental de la superficie del abanico de la raña de Riaza a una altura aproximada de 1.170 m y confluye con aquél cerca de Castillejo de Mesleón, a una altura de 995 m. Por tanto, a pesar de su corto recorrido de apenas 6 km, desciende unos 175 metros. Su valle se inicia como un surco apenas marcado sobre los depósitos fanglomeráticos plio-pleistocenos, pero en cuanto los atraviesa y alcanza las “lutitas rojas con niveles de conglomerados” de la facies miocena de Soto-Castillejo incrementa rápidamente su amplitud, pasando de unos 500 m de ancho en la proximidades de la Estación de Riaza a algo más de 1500 m en su tramo final próximo a Castillejo de Mesleón; de igual modo su profundidad se incrementa desde los 10 m o menos de su parte inicial hasta los 70 m de su sector central y los 90 metros de su sector inferior. Como se acaba de indicar, el mayor desarrollo de la vertiente de la margen izquierda se produce cuando el valle abandona los depósitos de raña y se modela solamente sobre las facies detríticas miocenas. Precisamente es a partir de este momento donde el trazado del valle, que presenta una dirección ESE-NW, comienza a incurvarse hacia el NNE para describir un amplio arco o media circunferencia, adoptando antes de su confluencia un rumbo NE-SSW. En cambio cuando el valle aparece coronado por los depósitos de raña, éstos parecen ofrecer una mayor resistencia al desplazamiento lateral del valle, que mantiene un perfil más rectilíneo (Fig. III.50, cortes 1, 2 y 3; y Fig. III.51, cortes 4 y 5).

Por su parte, el arroyo de la Dehesilla se establece al NE de la población de El Olmo. En concreto, se trata de un barranco encajado entre 30-40 m sobre la facies de lutitas rojas con niveles de conglomerados que nace a una altura en torno a los 1060 m y recorre unos 4 km hasta una altitud de 960 m, donde prácticamente desaparece y se pierde en la llanura miocena de Barbolla y Boceguillas. Este corto valle presenta una moderada anchura, unos 600 m, describiendo también su trazado una acusada curvatura hacia el N (Fig. III.51, cortes 8 al 13).

En líneas generales y a pesar de su corto recorrido ambos valles presentan como principal rasgo una sección transversal claramente disimétrica del mismo tipo de la descrita en los valles de los ríos mayores: la ladera de la margen derecha es abrupta, con fuertes pendientes, mientras que la ladera opuesta es más suave y escalonada.

III.2.4.6.1. El modelado de la margen izquierda de los valles autóctonos

La vertiente orientada al NE, situada en la margen izquierda del arroyo de Valarta, presenta como característica fundamental una extensión importante equivalente al menos al 65% de la anchura del valle, alcanzado su máxima anchura (900 m) en su tramo bajo. La pendiente general suave de la vertiente está interrumpida por la presencia de varios escalones y replanos topográficos que enlazan entre sí a través de suaves perfiles cóncavos. La pendiente oscila entre 10° en el arranque de cada escalón a menos de 5° en su enlace con cada replano, definiendo, por tanto, una sucesión de perfiles convexo-cóncavos a lo largo de la vertiente. Dichos accidentes coinciden con diferentes niveles de acumulación de depósitos fluviales.

Este sistema escalonado alcanza su mayor desarrollo en el tramo final del valle, donde se han podido diferenciar al menos 4 de estos niveles de acumulación fluvial, cuya superficie está recubierta por abundantes cantos de cuarcita y fundamentalmente de cuarzo, que han quedado colgados a las siguientes alturas: +46-50 m, +30-32 m, +18-20 m y +3-5 m. La diferenciación de los más altos resulta con frecuencia dudosa, debido a su similitud topográfica y a su continuidad sedimentológica -como luego se verá- con los retazos distales de la raña que dominan la ladera: como se puede apreciar en diversos lugares, los depósitos que los coronan se han derramado ladera abajo generando suaves glacis que enlazan con los niveles superiores de aterrazamiento, a los que llegan a recubrir. Estos niveles, que presentan bordes nítidos y saltos relativamente importantes, enlazan entre sí a través de pequeños glacis detríticos constituidos por los mismos materiales que los recubren, como consecuencia de lo cual en esta vertiente izquierda del valle no afloran prácticamente las lutitas miocenas. Ello además está favorecido por la importante continuidad lateral de cada uno de estos niveles, en especial de la terraza +18-20 m, debido a que presentan un buen estado de conservación al no estar apenas incididas por arroyos transversales. Finalmente, a pesar de su corto recorrido, la

disposición de las terrazas permite reconocer que este arroyo autóctono ha sido capaz de efectuar una migración lateral de cierta magnitud, llegando a superar casi los 1000 metros en el tramo donde es más acusada la curvatura de su valle.

Por su parte, la margen izquierda del barranco de la Dehesilla presenta también un notable desarrollo en comparación con su opuesta, ocupando aquélla en general el 85% de la anchura total del valle. Esta ladera de mayor amplitud, en torno a los 500 m en el tramo medio del valle y a los 1000 m en el bajo, se caracteriza también por la presencia de varios replanos y escalones que descienden en altura hacia el fondo del valle y que en superficie están recubiertos por un abundante canturreal de cuarzos, que prácticamente fosilizan toda la ladera. Se trata presumiblemente del resultado de diferentes episodios de encajamiento acompañados de una migración lateral de este barranco.

El reconocimiento de campo y el levantamiento de perfiles topográficos han permitido distinguir 4 replanos. Sin embargo, la altura relativa de cada uno de ellos respecto al fondo actual del barranco no se mantiene constante a lo largo del mismo, sino que disminuye paulatinamente desde el sector más próximo a la cabecera hasta las partes más alejadas de las mismas. Esto hace difícil atribuir un origen estrictamente fluvial a la serie de replanos reconocidos en este pequeño barranco. Por tanto, a diferencia del arroyo de Valarta y, sobre todo de los ríos principales o alóctonos, donde la morfodinámica fluvial ha sido sin duda el proceso causante del modelado de los diferentes niveles o escalones, en el barranco de la Dehesilla la génesis de éstos parece haberse debido más bien a una dinámica fluvio-torrencial previa a la canalización definitiva de las aguas. Su origen sería parecido al de las formaciones de raña, pero lógicamente a una escala espacial más reducida. La incisión de estos niveles miocenos, posiblemente recubiertos por abundantes cantos provenientes de las partes distales de la raña que se hallan a una distancia muy cercana, crearía un área de cabecera y el comienzo del funcionamiento de este barranco. Y, al tratarse de un barranco aislado y desconectado de los cursos fluviales, descargaría su carga al encontrar áreas de menor pendiente o áreas topográficamente más bajas y planas, formando pequeños abanicos aluviales o conos de deyección. Cada nueva pulsación o episodio de funcionamiento del barranco se acompañaría de un desplazamiento lateral junto con un encajamiento, que daría lugar a la generación de un nuevo abanico aluvial o cono de deyección más bajo, quedando colgado y parcialmente conservado el sector contrario a la migración del anterior abanico. Según esta interpretación en el barranco de la Dehesilla se pueden reconocer al menos tres generaciones –quizás cuatro– de pequeños abanicos o conos de deyección, los cuales han ido quedando colgados a medida que este barranco se desplazaba lateralmente hacia el norte al tiempo que se encajaba.

Los replanos o retazos más altos de estos probables abanicos culminan o coronan la ladera de la margen derecha del río Serrano en el sector entre la localidad de El Olmo y el caserío de Corralejo. Es muy probable que el desplazamiento lateral del río Serrano haya podido

desmantelar las partes más distales de los abanicos más elevados o más antiguos contruidos por el barranco de la Dehesilla.

III.2.4.6.2. El modelado de la margen derecha de los valles autóctonos

Las vertientes de la margen derecha del arroyo de Valarta y del Barranco de la Dehesilla, orientadas al SW, muestran un corto desarrollo transversal y una elevada pendiente, que oscila entre los 20 y los 25°, aflorando en ella con notable profusión y espesor las arcillas rojas miocenas de la “facies Soto-Castillejo”. Pero su rasgo principal es la elevada densidad y profundidad de la disección efectuada por la arroyada concentrada; ésta ha generado un conjunto bien desarrollado y aún activo de cárcavas, cuyo funcionamiento está sustituyendo la sencilla topografía heredada de la vertiente por una compleja red dendrítica de profundos canales y barrancos. El modelado de las cárcavas ha alcanzado un espectacular desarrollo en el valle del Valarta, configurando una ladera con aspecto de *badland*; dada esta mayor riqueza morfológica solo se describe la morfología de las cárcavas de este valle.

Al igual que en el valle del Serrano, el grado de desarrollo y evolución de las cárcavas está en relación con la presencia o no de depósitos de raña coronando las facies arcillosas miocenas subyacentes. En este sentido, en el valle del Valarta pueden reconocerse con cierta claridad dos tramos. En primero de ellos, donde las formaciones miocenas están culminadas por la raña y el valle presenta un trazado más o menos rectilíneo aunque con cierto desplazamiento hacia la derecha, la ladera no está afectada por un fuerte grado de disección, conservando su morfología de glacis de ladera original en amplios espacios. Un buen ejemplo se observa en el paraje de Canrubia, donde puede reconocerse una gran cárcava, cuya cabecera a modo de circo erosivo, define un gran semicírculo de unos 200 m de anchura máxima y está coronado por una apreciable cornisa o escarpe, desarrollado sobre los depósitos detríticos de espesor métrico de la raña.

Por el contrario, en el segundo tramo de valle, inmediato a su desembocadura al Serrano y ya sin depósitos de raña culminando la ladera, el arroyo de Valarta se ha desplazado notablemente hacia la derecha de su flujo, dibujando un arco bastante pronunciado. Esta migración del curso fluvial ha provocado el mantenimiento de una intensa y agresiva actividad de la arroyada concentrada, que se ha traducido en el modelado de un conjunto numeroso de cárcavas que prácticamente han borrado las huellas de la ladera original a excepción de muy reducidos retazos. Estas cárcavas tienen cuencas de recepción muy escarpadas a modo de “circos erosivos”, alguno de los cuales han llegado a extenderse por erosión remontante más allá de los propios límites de la vertiente e incluso están llegando a afectar a las instalaciones de la vía de ferrocarril Madrid-Burgos. En concreto, la erosión regresiva de alguna de las cárcavas está produciendo el desmantelamiento de las piletas de desagüe de la vía de tren, con el riesgo que ello conlleva al mantenerse actualmente dicha

actividad erosiva. En definitiva puede decirse que sin el papel protector de la raña, las cárcavas progresan por erosión remontante con mayor agresividad y rapidez, llegando a dismantelar prácticamente la ladera previa.

La morfología de estas cárcavas muestra rasgos semejantes a la de las desarrolladas en la vertiente del vecino valle del Serrano, lo cual es lógico teniendo en cuenta que se ha desarrollado sobre las mismas formaciones sedimentarias; no obstante, en el valle del Valarta las cárcavas han alcanzado un grado de madurez mayor, lo que parece deberse al propio carácter autóctono del arroyo. Al tratarse de un curso fluvial de funcionamiento esporádico y con una reducida alimentación de agua, su labor de zapa sobre la margen derecha se ha reducido en gran medida, de modo que la actividad y el mantenimiento de la morfología de las cárcavas se ha reducido.

El indicador más significativo de esta menor funcionalidad es el hecho de que la actividad de la arroyada concentrada se reduce en la actualidad prácticamente a sus áreas de cabecera. Es en estas partes altas de las cárcavas donde se siguen modelando vigorosos surcos flanqueados por paredes abruptas que quedan separadas por interfluvios muy agudos y alargados. Éstos suelen descender escalonadamente en sentido de la pendiente, definiendo estrechas hombreras y resaltes, que posiblemente se relacionan con diferentes estadios en la evolución regresiva de las cárcavas. Esta forma estrecha e inestable que muestran los surcos y las crestas que los separan en las cabeceras contrasta con el aspecto que presentan estos mismos elementos morfológicos a medida que van quedando alejados de ellas: en los sectores medios y bajos de las cárcavas los surcos se hacen menos profundos, sus paredes más suaves y las divisorias pasan a ser más amplias y de perfiles algo más redondeados. Y, además, comienzan a ser fijados por un recubrimiento vegetal importante, formado principalmente por pies aislados de pinos, encinas o rebollos, matorral de jara, tomillo y gayuba y formaciones herbáceas.

En conclusión, la morfología de los valles abiertos es resultado sobre todo de la propia dinámica fluvial, eficazmente combinada con la actuación de varios procesos de vertiente. En cuanto a la primera, los ríos han efectuado no sólo un apreciable trabajo erosivo, incluyendo en especial acciones de zapa lateral, que se ha mantenido de forma permanente y constante sobre una de las márgenes y cuya consecuencia más significativa ha sido la migración lateral de los ríos y el mantenimiento de la actividad geomorfológica en una de las laderas, sino también una importante labor de sedimentación, ya que a medida que los ríos han ido encajándose y desplazándose lateralmente, han ido depositando y dejando los aluviones correspondientes a cada episodio de estabilización. Por su parte, los procesos de dinámica de vertientes, sobre todo la solifluxión, la reptación y la arroyada, tanto en su modalidad difusa como concentrada, son los principales responsables de la configuración externa actual que presentan las laderas. La acción geomorfológica de los dos primeros junto a la arroyada difusa

ha tendido a modelar rampas o glacis suaves y regularmente inclinados, mientras que la arroyada concentrada, por contra, ha abierto importantes surcos o cárcavas que rompen la suavidad y uniformidad general.

Además, la actuación de estos procesos ha sido cuantitativa y cualitativamente distinta en ambas vertientes, introduciendo apreciables diferencias morfológicas entre ellas. Por un lado, la mayor competencia o capacidad morfogenética de cada eje fluvial ha determinado el desarrollo de un sistema de terrazas más o menos completo así como una erosión lateral concentrada sobre las márgenes sobre las que se han desplazado; y, por otro, la propia naturaleza del sustrato litológico, en el que se han diferenciado tres unidades o complejos en función de su comportamiento geomorfológico, se ha traducido en la morfografía y morfología particular alcanzada por las laderas o vertientes de estos valles, destacando sobre todo las variaciones de la forma, la evolución y el funcionamiento del sistema de cárcavas modeladas sobre facies detríticas diferentes, así como las propias dimensiones de los fondos actuales.

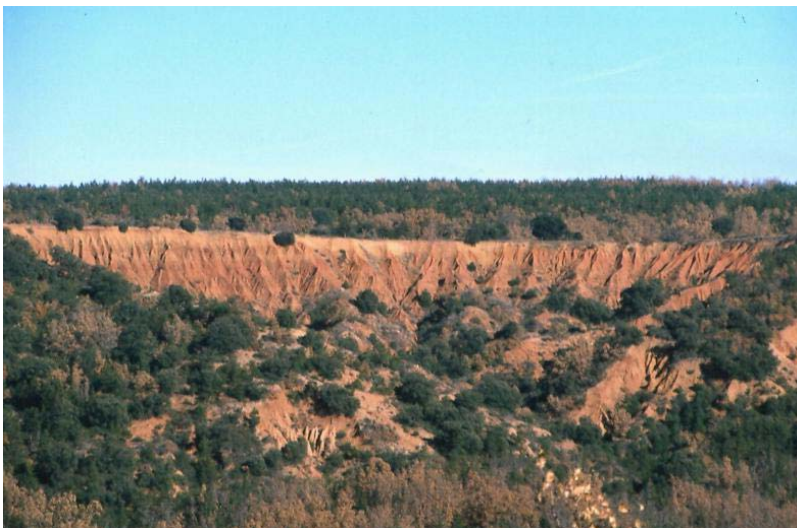


Foto III.86. Vista general de la cárcava situada en el paraje de Canrubia, coronada por el depósito de la raña



Foto III.87. Vista general del Valle del Arroyo de Valarta en el paraje de Matas Altas



Foto III.88. Detalle de la cabecera de las cárcavas en el paraje de Matas Altas, modeladas enteramente sobre la facies rojiza miocena de Castillejo-Soto



Foto III.89. Detalle de la erosión remontante de las cárcavas, afectando en este caso a las instalaciones del ferrocarril Madrid-Burgos



Foto III.90. Detalle de las divisorias afiladas o agudas de las cárcavas, donde a veces perviven retazos a modo de pináculos, al quedar fijados por la presencia de raíces



Foto III.91. Detalle de la erosión de la arroyada que deja al descubierto raíces de árboles o arbustos y formación de grietas.

CAPÍTULO IV

LA MORFODINÁMICA DE LAS LADERAS DE LOS VALLES

IV.1. MORFOLOGÍA Y DINÁMICA DE LAS VERTIENTES DE LAS HOCES O CAÑONES

Las formas y los procesos que están presentes en este tipo de laderas constituyen uno de los temas más relevantes e importantes en el estudio geomorfológico del área, no sólo por la extensión superficial de éstas, sino por la singularidad y la espectacularidad que introducen en el modelado de las Hoces del Duratón y en el de los tramos en hoz o cañón de sus valles afluentes. A lo largo de las páginas precedentes se ha descrito y analizado de forma pormenorizada la configuración de estas hoces y tramos, haciendo especial hincapié en la determinación de sus rasgos morfométricos y morfológicos generales y en el reconocimiento de las modificaciones que éstos presentan a lo largo de sus respectivos recorridos. El objetivo en este apartado es diferenciar temáticamente los elementos geomorfológicos más característicos de las laderas o paredes de estos peculiares valles con la finalidad de interpretar su significado y su génesis en relación con los procesos que, en consonancia con unas determinadas condiciones climáticas, los han modelado, considerando que ello permitirá reconstruir el marco temporal y las etapas del encajamiento de la red fluvial. Como paso previo, dentro de las laderas de los cañones u hoces se ha realizado una primera clasificación con base en criterios morfo-topográficos:

a) Laderas externas o de transición.- De pendiente suave (inferior a 15°), se caracterizan por su monotonía geomorfológica y constituyen un primer elemento de enlace o de transición entre el dorso de las cuevas y los valles encajados propiamente dichos, en especial con el del Duratón. En la cartografía geomorfológica de las Hoces, levantada a escala 1/10.000, se han denominado “altas laderas de transición o laderas externas”, mientras que en la cartografía general del área (a escala 1/50.000) se han englobado dentro de las “superficies degradadas de los dorsos de cuesta”. En todo caso, otro de sus rasgos principales es que -como se ha visto- conservan los restos de una serie de niveles de acumulación fluvial escalonados, de gran importancia para explicar e interpretar la evolución del valle.

b) Laderas de enlace con rellanos.- Aparecen con relativa frecuencia en el contacto entre las laderas exteriores y la parte superior de las vertientes interiores de las hoces o cañones, sirviendo de enlace entre éstas y aquellas. Constan de replanos de variable amplitud, cuya génesis se puede interpretar de forma diferente según los casos.

c) Laderas interiores o paredes propiamente dichas de los cañones u hoces.- Presentan pendientes pronunciadas y se encuentran tanto en la hoz principal como en los tramos de la red secundaria, estando constituidas por dos elementos básicos -escarpes y taludes- de cuya combinación, modo de enlace y grado de evolución resulta una notable diversidad tipológica concreta. Asimismo, sobre estos dos elementos o componentes aparecen una amplia variedad de modelados de menores dimensiones, pero capaces de introducir una

gran singularidad y diversidad geomorfológica. La cartografía de estos últimos se ha llevado a cabo sólo cuando se han realizado levantamientos geomorfológicos detallados a muy gran escala (Hoces del Duratón, Hoz de Casla y Hoz-combe del Caslilla).

IV.1.1. LAS ALTAS LADERAS DE TRANSICIÓN O LADERAS EXTERNAS

Están particularmente bien desarrolladas en la margen derecha del conjunto de las Hoces del Duratón, pero también se observan en la margen derecha de la hoz de la Presa del Barrio y en la izquierda de la de Casla, habiéndose modelado siempre en conformidad con la estructura tectónica (esto es, en el borde de los dorsos de las cuestas). En las Hoces del Duratón -como se ha señalado- constituyen la transición entre los aplanamientos kársticos de la superficie del monoclinial y el encajamiento propiamente dicho del cañón, mientras que en los otros dos cañones aparecen más bien como franjas de degradación de la superficie de arrasamiento de los dorsos en los sectores más próximos al encajamiento de los ríos. Estas laderas, que llegan a ocupar una extensión superficial importante, tienen un perfil suave, cuya pendiente puede oscilar entre 5 y 15°, y presentan de modo general un modelado monótono definido por la presencia de una profusa lastra o canturreal disperso de bloques y cantos calcáreos karstificados.

Todo indica que su génesis está relacionada, al menos inicialmente, con la degradación de los dorsos de las cuestas en las proximidades de las líneas de encajamiento de los ríos. Es lógico pensar que los desniveles establecidos en las fases iniciales de dicho encajamiento sobre los afloramientos calcáreos provocarían una ruptura de la continuidad de la pendiente, lo que favorecería una rápida y eficaz acción de los procesos de disolución kárstica y de escorrentía subsuperficial (desarrolladas ambas a favor de la pendiente estructural); éstos progresivamente producirían la degradación local de la superficie de estos dorsos y su transformación en rampas de suave inclinación, aunque algo mayor que la propia de la estructura tectónica. Esta posible génesis parece, sin embargo algo más compleja de lo que se acaba de enunciar, especialmente en lo que se refiere a las laderas externas de las hoces del Duratón. Se ha señalado al describir los diferentes tramos en los que se han dividido las Hoces, la presencia más o menos frecuente en ellas de recubrimientos superficiales constituidos por cantos y gravas de cuarzo, cuya ubicación en un área dolomítica sólo puede justificarse por un aporte de origen externo y ha de relacionarse -dada la facies de los sedimentos- con arrastres efectuados por corrientes fluviales alóctonas. Estos depósitos descansan sobre estas laderas de pendiente suave y se escalonan formando una serie de niveles de acumulación identificables con terrazas. Los mejores ejemplos de estas series fluviales escalonadas pueden observarse en la ladera de Santa Cruz y en la de la Presa de la Molinilla, poniendo de manifiesto cómo en algunos sectores de estas altas laderas se conservan los antiguos fondos aluviales del río Duratón antes de encajarse definitivamente conforme a su trazado actual. También, observando el dispositivo de éstos, se evidencia en

estos tramos de las Hoces un claro desplazamiento del valle a favor de la inclinación tectónica de la estructura.

En suma, estas altas laderas de transición (o superficies de arrasamiento degradadas), a pesar de su uniformidad y monotonía morfo-topográfica, conservan en su superficie elementos geomorfológicos sobreimpuestos -en este caso una serie de formaciones aluviales-, constituyendo así uno de los componentes morfológicos más importantes para interpretar la apertura y la evolución de las Hoces del Duratón dentro del macizo de Sepúlveda. Puede decirse que en algunos tramos de estas altas laderas han quedado registradas buena parte de las etapas o fases de encajamiento y desarrollo de este singular valle y todo parece indicar que, mientras en algunos tramos del macizo calcáreo el río se encajó rápidamente y fijó su trazado sobre las rocas coherentes, en otros sectores del mismo el río experimentó antes de su definitivo encajamiento un apreciable desplazamiento lateral. Así lo demuestra la presencia de los citados niveles de acumulación fluvial que se conservan y se escalonan sobre estas altas laderas de transición.

IV.1.2. LOS RELLANOS ESTRUCTURALES DE LAS HOCES Y CAÑONES

A lo largo de la descripción de los cañones se ha señalado la existencia en muchos de ellos de un conjunto de rellanos que, a modo de estrechas franjas aplanadas, aparecen con cierta continuidad justo en la terminación inferior de las laderas externas y precediendo al brusco encajamiento de las hoces propiamente dichas. Así, en el cañón de Castroserna de Arriba aparecen bien desarrollados culminando las paredes de ambos márgenes; en la hoz de la Presa del Barrio se extienden básicamente coronando los escarpes de la margen izquierda. También se reconocen en la hoz-combe del Caslilla (en el pequeño tramo de hoz mixta) y puntualmente en la hoz de Casla. Por su parte, en las Hoces del Duratón estos rellanos están particularmente bien desarrollados, constituyendo una serie de franjas planas de mayor o menor extensión que coronan las laderas interiores de la Hoces entre Sepúlveda y la presa de la Molinilla, especialmente en su margen izquierda.

Es significativo que la totalidad de estas franjas aplanadas sólo se encuentren en los tramos de vertientes mixtos desde el punto de vista morfológico, es decir sólo en aquéllos que están modelados sobre la combinación de materiales de diferente dureza y desigual comportamiento geomorfológico. Y es precisamente en el contacto entre la formación alternante de estrechos bancos de dolomías y de margas del techo del Cretácico superior (“complejo morfológico dolomítico-margoso”) y el potente paquete constituido por la serie de dolomías masivas infrayacentes (“complejo morfológico dolomítico-masivo”), donde estos rellanos se encuentran modelados. De esta coincidencia parece deducirse que se trata de elementos del relieve con claro componente estructural, relacionados en este caso con la erosión diferencial al afectar a la sucesión de estos roquedos estratificados de naturaleza y

competencia desigual. Sin embargo en diversos trabajos previos realizados en las Hoces del Duratón la mayor parte de estos rellanos se han interpretado como restos o testigos del fondo de un primitivo paleovalle y se han relacionado, por tanto, con la primera manifestación clara del encajamiento del Duratón (ERASO *et al.*, 1980; BULLÓN MATA *et al.*, 1978; DIEZ HERRERO *et al.*, 1996). Según los autores de dichos trabajos pueden diferenciarse tres tramos en este presunto paleovalle (el primero, entre la entrada del cañón en las dolomías cretácicas en Giriego y la confluencia del Caslilla; el segundo, desde esta confluencia hasta la presa de la Molinilla y el meandro de la ermita de N^a S^a de La Calleja; y el tercero, desde este meandro hasta el embalse de Burgomillodo), siendo el tramo de enlace del primero con el segundo -entre las inmediaciones de Sepúlveda y las de Villar de Sobrepeña donde estos rellanos alcanzan un mayor desarrollo y una mayor expresión morfológica. Según los autores citados anteriormente, corresponderían al fondo plano de un antiguo valle, de unos 150 m de ancho, cuyo trazado totalmente rectilíneo se adaptaría a la estructura tectónica, definiendo un surco subsecuente y a partir del cual más adelante el río Duratón se habría encajado profundamente y modelado sus hoces.

Posiblemente en su interpretación como paleocauces o paleovalles haya intervenido el hallazgo en la superficie de estos rellanos de pequeños enclaves recubiertos de cantos y gravas sueltos de cuarzo cuyo desgaste parece propio de la acción fluvial. Sin embargo, según se ha podido comprobar en los reconocimientos de campo realizados, la presencia de estos depósitos es muy local u ocasional: dentro del indicado tramo sólo se han localizado cubriendo parcialmente un pequeño sector del borde del rellano de Valdemuelas-Los Asperillos, en las proximidades de Villar de Sobrepeña, y en los rellanos de Sepúlveda; y fuera de las Hoces del Duratón en la de la Presa del Barrio (en el paraje de Huerta del Cejo-El Registro). Aunque no cabe duda que su facies sedimentaria es fluvial, la presencia de estos aluviones dispersos puede ser interpretada como resultado de fenómenos de deposición local o con un episodio igualmente local de estabilización del río al comenzar a incidir sobre el sustrato más duro de las dolomías masivas. Las observaciones de campo realizadas, junto con la cartografía de detalle levantada, no permiten atribuir a esta serie de rellanos el carácter de testigos de un paleovalle del Duratón ni apreciar a partir de ellos la forma y las dimensiones de éste.

Por un lado, su altura absoluta no es homogénea, disminuyendo conforme lo hace la estructura, que -como se ha comentado reiteradamente- dibuja una caída suave hacia ambos extremos del bloque. Concretamente los rellanos alcanzan su máxima altura en las inmediaciones de Sepúlveda (1002 m) y descienden en altitud hacia el W: entre el paraje de La Tejera y Valdemuelas se sitúan a 991-985 m; bajan a 970-950 m entre La Guinda-Cueva de la Gaja y la confluencia del San Juan; y finalmente en el tramo de la presa de La Molinilla se localizan en torno a los 920-930 m. Esto pone de manifiesto que la altura relativa de estas formas aplanadas respecto al fondo actual del río no es constante y que por tanto no pueden interpretarse como testigos de un único nivel de sedimentación ni del fondo aluvial de un

paleovalle desarrollado en todo el ámbito de las Hoces.



Foto IV.1. Rellano de Valdemuelas en cuya superficie y junto al borde de la hoz aparece un pequeño recubrimiento aluvial.

Por otro lado, es concluyente la imposibilidad de que los rellanos situadas en la margen derecha del cañón, a la altura de la presa de La Molinilla-meandro de la ermita N^a S^a de la Calleja, puedan ser considerados parte del fondo de un antiguo valle, pues -como se ha explicado- se han reconocido en la margen contraria una serie de niveles que muestran un claro desplazamiento lateral del cauce del río. Además, estos elementos del relieve aparecen, desde un punto de vista estructural, en los bordes más meridionales de los dorsos de las cuestas y todos ellos muestran una ligera inclinación conforme en grado y sentido con el buzamiento de los estratos, siguiendo la cual enlazarían perfectamente según muestran los perfiles transversales realizados (Fig. IV.1). Un buen ejemplo de ello es el rellano de El Parral-La Tejera en las Hoces del Duratón, en el cual además no se aprecia que las capas cretácicas estén cortadas o biseladas por el paso de una corriente fluvial, tal como parece observarse en otros lugares.

La presencia de rellanos o replanos en todos los tramos de los valles en hoz -no sólo en las Hoces del Duratón-, ubicados a diferentes alturas de los fondos actuales pero siempre en el contacto de litologías de estructura y resistencia contrastadas permiten pensar más bien en una génesis fundamentalmente controlada por la erosión diferencial. Como ya se ha dicho, aparecen siempre asociadas al contacto o enlace entre el complejo de las dolomías masivas y el de las dolomías y margas, de modo que en cuanto desaparece en afloramiento alguno de ellos se anula el desarrollo de dichas formas. Parece evidente por lo tanto que se trata de elementos geomorfológicos controlados por la estructura cuyo modelado está supeditado al afloramiento en el valle del contacto de estos dos complejos lito-estratigráficos, quedando colgados a una altitud variable respecto al fondo de valle actual, la cual depende del momento y el punto en que dicho contacto fue alcanzado y excavado por los ríos.

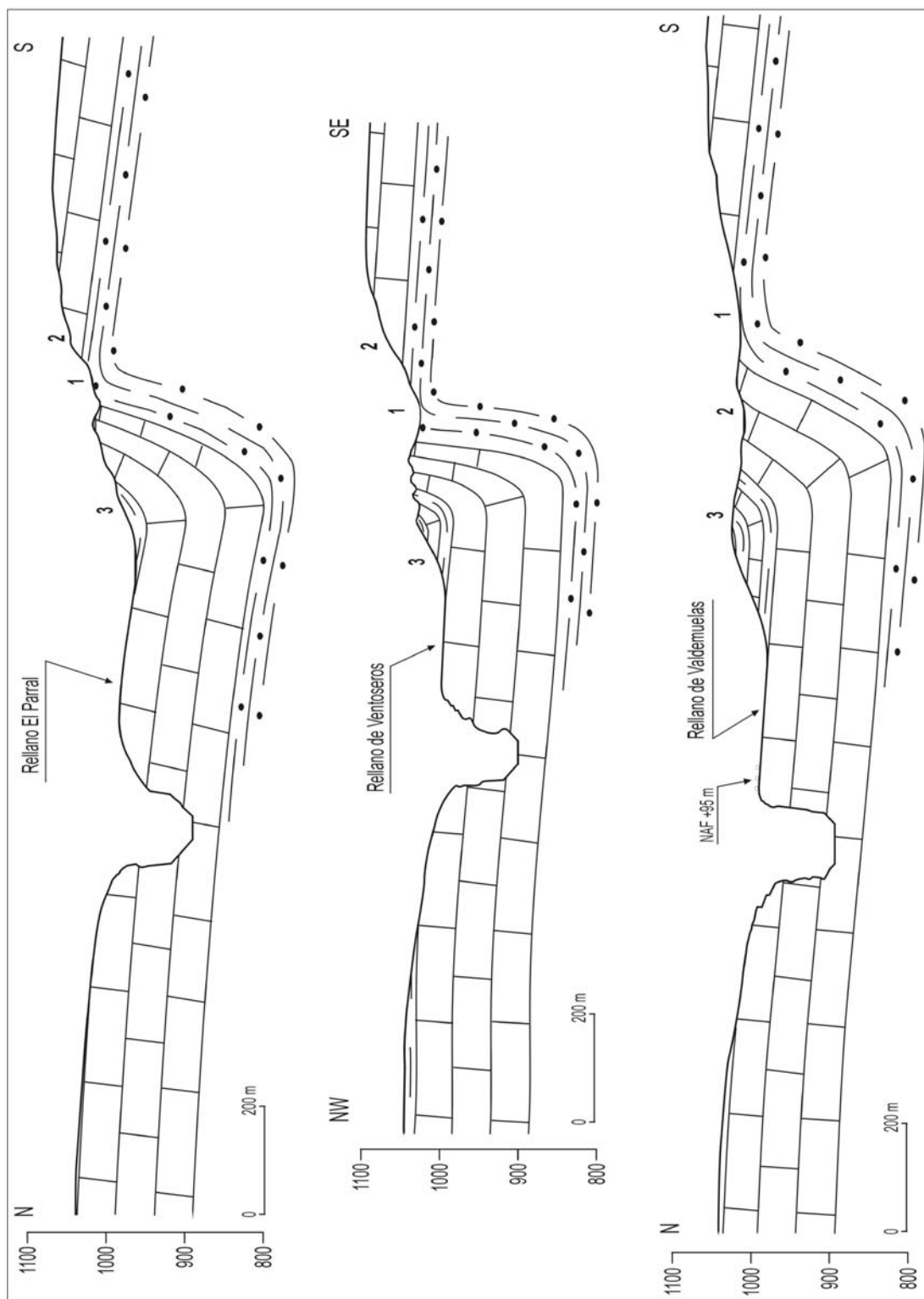


Fig- IV.1. Perfiles transversales que muestran la relación de los rellanos con la litoestructura. 1. Complejo arenoso-silíceo; 2. Complejo dolomítico masivo; 3. Nivel de acumulación fluvial

Por su parte, la presencia ocasional de recubrimientos sueltos de cantos y gravas fluviales en la superficie de estos rellanos en las Hoces del Duratón y en la hoz de la Presa del Barrio puede interpretarse -según se ha anticipado- como resultado de una ralentización de la actividad erosiva de los ríos al comenzar a excavar el sustrato más duro de las dolomías masivas, favoreciendo quizá el mantenimiento de un nivel de base más prolongado en el tiempo. Así, la sedimentación de alguno de los niveles aluviales más altos encontrados en las Hoces del Duratón (+90-95 m) parece coincidir con el momento en que éste inicia su excavación en las dolomías masivas, en cuyo techo se desarrollan estos rellanos en el sector Sepúlveda-Villar de Sobrepeña. En este momento la corriente fluvial, que posiblemente presentaba un trazado meandriforme semejante al actual y se encontraba afectada por un ligero desplazamiento lateral hacia el S, pudo de forma local acercarse a los bordes de la margen derecha del valle y dejar estos depósitos. De igual modo, en la hoz de la Presa del Barrio aparece un depósito fluvial situado sobre un área aplanada situada a +50-55 m sobre el fondo actual, altura en la que afloran las dolomías masivas, y que corresponde al momento en el cual el río San Juan comenzaría a encajarse en ellas.

En conclusión, la formación de estos rellanos está altamente influida por la estructura, que condiciona la posición y la disposición estratigráfica de los complejos litológicos dentro de los bloques o escamas tectónicas. De ahí que, al quedar expuestos estos materiales a la acción modeladora de los ríos y a los diferentes procesos de erosión diferencial, los rellanos fueron apareciendo en diferentes momentos y a diferentes alturas absolutas; sólo en circunstancias o localizaciones favorables pudieron constituir un nivel relativamente amplio en cuya superficie los ríos depositaron localmente sus aluviones.

IV.1.3. LAS CRESTAS O BARRAS ESTRUCTURALES (“PICOZOS”)

Como se señaló al realizar la descripción de las hoces, el modelado de estas formas agudas que accidentan las vertientes en algunos tramos está relacionado evidentemente con la disposición vertical de los estratos derivada de la tectónica y con la desigual resistencia de éstos según su litología. Puede decirse que la erosión diferencial de estratos dolomíticos resistentes dispuestos verticalmente es la responsable de la aparición de estos crestones o barras estructurales (*hogbacks* en la literatura geomorfológica anglosajona), que en el área de estudio expresan el resultado en el relieve del desmantelamiento -realizada básicamente por la acción excavadora de los cursos fluviales (río Duratón y sus afluentes principales)- de los flancos Norte, verticales o invertidos y fuertemente distendidos, de las estructuras plegadas cretácicas. El modelado estructural resultante puede reconocerse allí donde los ríos han cortado transversalmente las estructuras plegadas (tramo final de la hoz de Casla, tramo del Duratón en la Fuente de la Salud y tramo final en el embalse de Burgomillodo) o cuando se encajan de forma longitudinal a ellas, adquiriendo entonces un gran desarrollo y una expresión morfológica verdaderamente espectacular, como ocurre en el tramo de las Hoces

del Duratón situado entre Sepúlveda y el Villar de Sobrepeña y en el tramo final del cañón del Caslilla (cuando ambos ríos discurren conforme a dirección del eje del pliegue en rodilla de Sepúlveda).

El flanco Norte del citado pliegue ha quedado transformado o reducido en la actualidad a una alineación, de alrededor de casi 11 km de longitud, compuesta por crestas o barras agudas adaptadas a estratos en disposición prácticamente vertical, constituyendo en suma un modelado singular que interrumpe la continuidad de los taludes detríticos del frente de las cuestas. Se muestran relativamente altas y vigorosas (más de 20 m de desnivel vertical) cuando están constituidas sobre bancos dolomíticos masivos y pierden relevancia cuando lo están sobre tramos menos compactos o de naturaleza margo-caliza y no forman alineaciones continuas, sino que frecuentemente aparecen aislados, formando a modo de estrechas agujas o espigones. Es precisamente esta morfología la que llamó ya la atención de los investigadores del siglo XIX, como CASIANO DE PRADO (1854) y CORTAZAR (1891), quienes recogieron la denominación local de “picozo” (que se sigue utilizando tanto por la población local como por los geomorfólogos), al que el primero de ellos define como “una masa aislada de capas calcáreas que se elevan verticalmente y que son los restos a modo de testigos de la denudación que los terrenos han sufrido”.

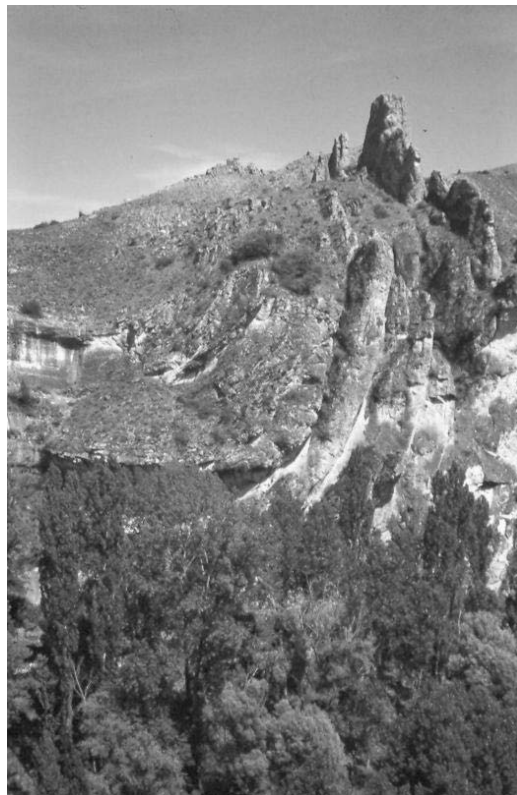


Foto IV.2. Detalle de los picozos en el paraje de La Tejera

Los picozos más resistentes y por ende mejor conservados y que mejor destacan en el relieve se localizan en las inmediaciones de Sepúlveda, dentro del valle excavado por el río Caslilla, y también entre la confluencia de este río con el Duratón y el paraje de La Tejera, donde pueden contemplarse alguno de los ejemplos más destacados de esta singular morfología (como el denominado “la silla de montar” por los habitantes de los pueblos próximos).

IV.1.4. LOS ESCARPES DE LAS HOCES O CAÑONES Y SU MODELADO DE DETALLE

El rasgo más espectacular y dominante de las vertientes de las Hoces del Duratón, así como de los tramos de hoz labrados por el Caslilla (hoz de Casla y hoz-combe del Caslilla) y por el San Juan (cañón de Prádena, de Castroserna de Abajo y de la Presa del Barrio), es la

presencia reiterada de paredes o escarpes de fuerte pendiente (también denominados cantiles, cornisas, tajos, cortados o, localmente, “peñas tajadas” o “riscos”). Estos elementos del relieve se labran fundamentalmente sobre las dolomías masivas y se desarrollan como consecuencia del encajamiento de los ríos combinado con una dinámica de vertientes particular en la que predominan los procesos de gravedad (caída libre y desprendimiento) que favorecen el retroceso de las paredes paralelo a sí mismas. Como se ha señalado en otras áreas, estos escarpes definen el trazado de los cañones dentro de los cuales adquieren el papel de forma de relieve dominante (GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986). Se trata de paredes subverticales de gran continuidad, con pendientes entre 45° y 90° que a veces pueden desarrollarse en extraplomo. Aunque pueden manifestar un claro componente estructural, se han incluido dentro de las formas de modelado de las vertientes porque su desarrollo se ha producido en estrecha interacción con el progresivo encajamiento y apertura de los valles y con la dinámica de laderas asociada a ella. Puede decirse que la variedad morfológica existente en las paredes de los valles en hoz o cañón deriva prioritariamente de la potencia que alcanzan los escarpes y de su estado de conservación.

Dentro de los tramos en hoz o cañón existentes en el área de estudio -que ya han sido señalados y descritos- los escarpes más espectaculares y vigorosos se desarrollan en las Hoces del Duratón, alguno de los cuales puede acercarse a los 100 m de desnivel. A partir de la cartografía de detalle levantada en ellas se ha realizado una primera clasificación o tipología en función de su potencia o desnivel y de su extensión con el objeto de resaltar aquellos que alcanzan un peso morfológico mayor. Con base en estos criterios se han establecido tres categorías:

a) *Escarpes con desnivel inferior a 5 metros.*- Se trata de pequeños escalones rocosos, que en muchos casos no llegan a superar el metro de altura; son bastante numerosos y aparecen repartidos a lo largo del perfil del valle, aunque ocupan preferentemente la parte superior de las laderas precediendo a escarpes de mayor desarrollo y desnivel. Esta ubicación prioritaria en el tramo alto y su escaso desarrollo vertical parecen deberse a ser la parte de la vertiente inicialmente expuesta y, por tanto, la que más tiempo ha estado bajo la acción de los procesos de meteorización y gravitacionales. Éstos tenderían progresivamente a rebajar el desnivel original convirtiéndolos en meros escalones rocosos, los cuales pueden encontrarse de forma sucesiva y repetitiva accidentando el tramo superior de las vertientes. En un estadio de degradación mayor llegan a constituir taludes rocosos, labrados sobre la roca *in situ* y sin apenas cobertura vegetal; pero también pueden aparecer de forma puntual como escalones que rompen la uniformidad de los taludes de derrubios.

b) *Escarpes con desnivel entre 5 y 50 metros.*- Constituyen el grueso de los escarpes y pueden reconocerse a lo largo de las Hoces del Duratón y en la práctica totalidad de los cañones u hoces afluentes del Caslilla y del San Juan; en estos últimos, dada su menor

envergadura, son los de mayor importancia resultando difícil encontrar en ellos escarpes que superen los indicados 50 m. Las paredes o cornisas de estas dimensiones se presentan en algunos casos de forma individualizada ocupando un tramo del perfil de las vertientes, pero lo más normal y frecuente es que aparezcan de manera escalonada o desdoblada a lo largo de éstas, encontrándose separados por estrechos taludes de derrubios o pequeñas repisas. Es complicado interpretar si esta organización escalonada o en graderío, conforme a la cual pueden reiterarse varios escarpes de mediana potencia a lo largo de la ladera (especialmente en su parte media e inferior), responde a un condicionamiento estructural relacionado con planos de estratificación que dan paso a capas de mayor resistencia, como ocurre en otros cañones (NICOD, 1967, 1976), o representa la huella morfológica de episodios sucesivos del encajamiento de los ríos, correspondiendo cada escarpe a una fase de incisión. No obstante, la relativa homogeneidad del material en el que se han modelado estos estrechos valles, constituido por un gran paquete de dolomías masivas, lleva a considerar más plausible esta segunda opción.

Este tipo de organización definida por la presencia de escarpes medios escalonados se localiza preferentemente en ambas vertientes de los tramos rectilíneos donde el lecho ocupa una posición central dentro del fondo aluvial; e igualmente aparece en los segmentos de hoz donde el lecho se adosa a una de las laderas, pero en este caso sólo lo hace en la más alejada del mismo. En ambos casos los escarpes (y la vertiente en su conjunto) han podido evolucionar afectados sólo por procesos de gravedad o kársticos; y se aprecia con claridad como la indicada organización se degrada o desaparece donde un cambio en la posición del canal ha activado las acciones de zapa en su base (llegando a hacer retroceder a los escarpes y a sustituirlos por paredes continuas de mayores dimensiones) o donde la crioclastia y la caída libre han alcanzado una competencia fuera de lo común (tendiendo a anular el escalonamiento de escarpes a expensas del rápido desarrollo de taludes detríticos).

Además, como se expondrá más adelante, la interpretación del encajamiento de los cañones en los macizos calcáreos del piedemonte -en especial el de las Hoces del Duratón en el macizo de Sepúlveda- permite diferenciar sectores donde los ríos se encajaron en las dolomías ya en las primeras etapas de su evolución y sectores en los que la incisión fluvial tardó más en alcanzarlas y se desarrolló inicialmente sobre los complejos litológicos margoso-dolomíticos suprayacentes. En los primeros apenas habría variado su trazado (salvo en lo relativo a la progresiva extensión de algunos meandros) y las etapas de incisión vertical vendrían señaladas por los sucesivos escarpes (sumados a veces en un único e imponente cantil). Por contra en los segundos, coincidentes con áreas estructuralmente más bajas, la presencia de una serie de niveles de acumulación fluvial, indicaría un desplazamiento o migración lateral del trazado de la hoz antes de llegar a encajarse en las dolomías. Todo parece indicar que el afloramiento del roquedo dolomítico

masivo imposibilita o frena considerablemente el desplazamiento lateral de los cursos fluviales, a la vez que favorece su tendencia a incidir verticalmente.

c) Escarpes con desnivel superior a 50 metros.- Se muestran como imponentes paredones o farallones infranqueables que en algunos sectores -especialmente en las Hoces del Duratón- pueden llegar a alcanzar el centenar de metros de desnivel, siendo los que realmente dan personalidad a este tipo de valles no sólo desde una perspectiva geomorfológica sino también de un punto de vista faunístico (ya que en ellos se acogen un gran número de buitreras). Ocupan prácticamente todo el perfil de la ladera y por lo general se desarrollan en la margen cóncava de los meandros o, de forma genérica, en las vertientes a cuyos pies el lecho fluvial se encuentra adosado. En estos lugares se desarrollan o se mantienen durante el tiempo en que la dinámica fluvial realiza una acción continuada de zapa lateral; dicha acción pone en funcionamiento una dinámica activa de desprendimientos de grandes bloques, provocando el retroceso progresivo y paralelo a sí mismas de estas paredes, permitiendo que conserven en todo momento su verticalidad y su gran desnivel.

Cuando la zapa basal del río se hace menos eficaz (por un menor aporte de agua o por cualquier otro cambio en las condiciones ambientales), la dinámica de vertientes cambia de sentido: los desprendimientos pasan a segundo plano y -si las condiciones climáticas son favorables para activar procesos de fragmentación mecánica productores de derrubios abundantes de pequeño o mediano calibre, como la crioclastia- se ve favorecida la destrucción de los escarpes, los cuales se convierten en área fuente de clastos que caen a sus pies generando taludes detríticos de extensión creciente. Estos taludes se interponen entre los escarpes y el lecho fluvial, imposibilitando así definitivamente la zapa directa del río sobre la roca in situ de la base de la ladera. En estas circunstancias, la dinámica de los desprendimientos se atenúa progresivamente, aunque no se paraliza del todo mientras existan sectores del escarpe que mantengan su verticalidad y estén afectados por planos de diaclasamiento o por grietas susceptibles de acoger agua y de permitir el enraizamiento de las plantas.

En las Hoces del Duratón pueden contemplarse estos cortados o escarpes que superan los 50 m entre Sepúlveda y el Villar de Sobrepeña y, sobre todo, entre el Monasterio de la Hoz y la Ermita de San Frutos; en el resto de los cañones -como se ha dicho- paredes verticales de esta magnitud son prácticamente inexistentes y sólo parecen de forma muy puntual (como el escarpe de la Fuente del Caldero en la Hoz-Combe del Caslilla).



Foto IV.3. Ladera constituida por escalones rocosos en su parte media-superior y varios escarpes menores en su parte inferior



Foto IV.4. Combinación de escalones rocosos en la parte media y superior de la ladera y un fuerte escarpe medio que enlaza con el fondo del río



Foto IV.5. Escarpes escalonados de potencia media (entre 5 y 50 m) junto a la ermita de San Frutos

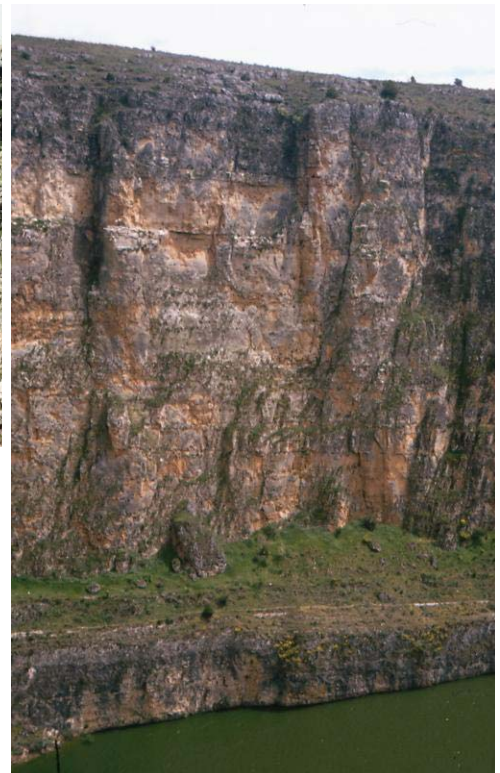


Foto IV.6. Gran escarpe o farallón que ocupa la práctica totalidad de la ladera

IV.1.4.1. Las repisas

Estos elementos morfológicos aparecen también con mucha frecuencia sobre las paredes de las Hoces del Duratón, mientras que en el resto de los cañones apenas están representados. Se trata de estrechos y pequeños replanos que, a modo de repisas, rompen la continuidad vertical de los escarpes o cantiles. Su amplitud o anchura no pasa de los 3-5 m y presentan en ocasiones sobre su superficie acumulaciones de clastos o bloques caídos que pueden sustentar el crecimiento de la vegetación. Constituyen igualmente el punto de apoyo a partir del que se produce el desarrollo inicial de los taludes de derrubios localizados entre los escarpes, pues son áreas susceptibles de acoger y retener los clastos liberados de las paredes; de hecho es frecuente observar en algunos trechos de las vertientes cómo un escarpe puede estar interrumpido por tres o cuatro repisas y cómo lateralmente éstas se transforman en otros tantos taludes detríticos. Parece por tanto que las repisas evolucionan progresivamente a taludes de derrubios, al tiempo que se reduce la potencia de los escarpes; e incluso varias de estas repisas iniciales pueden quedar conectadas o comunicadas a través de un único talud de gravedad, lo que significa, en los sectores donde esto ocurre, la desaparición total de las cornisas o escarpes situados entre ellas.

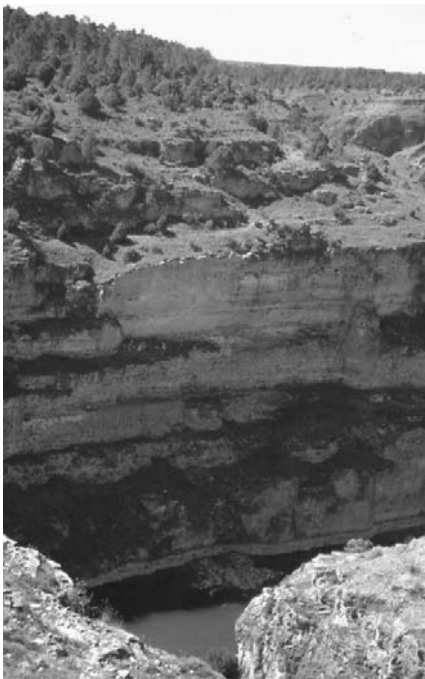


Foto IV.7. Fuerte escarpe cuya continuidad aparece rota por estrechas repisas



Foto IV.8. Ladera formada por escarpes entre los que se intercalan estrechas repisas o rellanos, algunos de los cuales evolucionan a taludes.

Podría plantearse la interpretación de esta sucesión de repisas y escarpes como resultado o testigo de diferentes fases de encajamiento de los ríos, conforme a la cual las repisas marcarían períodos de estabilización y los períodos de incisión darían como resultado el modelado de los escarpes, cuya potencia indicaría el desnivel alcanzado por la profundización del valle en cada uno de éstos. Luego, a medida que el río avanzase en su labor de

excavación, los escarpes y las repisas irían quedando colgados sobre los nuevos fondos de su valle. A partir de estos momentos las repisas podrían evolucionar conforme antes se ha indicado, actuando como base para el desarrollo de los taludes de derrubios debido a sus favorables condiciones para la recepción de los clastos liberados de las paredes o escarpes. Esta interpretación resulta, cuanto menos, difícil de confirmar, pues sería necesario para ello establecer y comparar de forma muy precisa las alturas relativas de estas repisas con respecto al fondo, así como comprobar si éstas coinciden con las del resto de niveles aluviales encontrados tanto en el propio macizo calcáreo como en la cuenca miocena. Pero esto resulta complicado debido, unas veces, a la inaccesibilidad de los lugares y, otras, a que han evolucionado mucho y no presentan ya la morfología original.

De todos modos, a lo largo de las Hoces del Duratón aún pueden observarse algunos tramos, casi siempre rectilíneos, con paredes compuestas por escarpes separados por 4 ó 5 repisas bastante continuas y aceptablemente bien conservadas cuya posición apoya la idea de que corresponden a fases de estabilidad entre los diferentes estadios de incisión fluvial. Su presencia en la actualidad y su nivel de conservación podrían indicar que estas fases han sido relativamente rápidas y se han producido en tiempos recientes; y su localización casi exclusiva en sectores rectilíneos donde el lecho discurre por el centro del fondo aluvial lleva a pensar que su permanencia y su evolución posterior están ligadas a la propia dinámica fluvial. Parece evidente que en los tramos sinuosos, donde el canal se acerca a una u otra de las laderas, la acción de zapa fluvial lleva a la eliminación de estas repisas por el propio retroceso de las paredes donde se ubican.

IV.1.4.2. La influencia de la karstificación en el modelado de los escarpes

A pesar de desarrollarse básicamente sobre dolomías muy puras, favorables o susceptibles a los procesos de karstificación (BAREA *et al.*, 2002a, 2002b), las manifestaciones kársticas observables en las paredes de los cañones u hoces del área de estudio no son muy numerosas ni tan variadas como cabría esperar, siendo los escarpes de dimensiones medias (entre 5 y 50 m) y altas (> de 50 m) los que se encuentran particularmente afectados por este tipo de modelado. En ellos se abren diversas cavidades o conductos, que van desde minúsculas oquedades hasta cuevas, por lo general de moderadas dimensiones, pudiéndose observar de forma excepcional algunas simas de pequeño tamaño, así como manantiales o surgencias. También presentan un conjunto de formas exokársticas, ligadas a la disolución subaérea de las dolomías por las aguas de arroyada o fluviales, siendo los corredores verticales las más relevantes de ellas (el desarrollo de las cuales puede dar lugar al modelado de paredes festoneadas o ruñiformes).

IV.1.4.2.1. Los conductos kársticos: caracteres y tipología

En este trabajo no se ha llevado a cabo un reconocimiento de campo detallado de las cavidades kársticas; tan solo se ha señalado su localización en los tramos de hoz donde se ha realizado una cartografía de detalle, como en el caso de las Hoces del Duratón o en el cañón de Casla. Debido a ello, las características de estas formas endokársticas se describen someramente a partir de lo expuesto en trabajos científicos centrados en ellas que cubren con mayor o menor detalle los macizos calcáreos del área de estudio. Dentro del marco del Macizo de Sepúlveda, ERASO *et al.*, (1980) han realizado una exhaustiva descripción y estadística de los conductos kársticos existentes en las Hoces del Duratón, completado algo después por el G.E.V. SPELAEUS (1986). Por lo que se refiere al macizo calcáreo del piedemonte de Prádena, se cuenta con un mayor número de trabajos que tratan sobre todo, aunque no exclusivamente, de las formas endokársticas (SEIL, 1982; MORENO SANZ, 1979-80, 1988; MORENO SANZ y SANZ DONAIRE, 1979; GUTIÉRREZ NEVADO y BIELSA ORTIZ, 1994; C.E. TALPA 1997; GUTIÉRREZ NEVADO, 1998a; BAREA, 2001, 2002; BAREA *et al.*, 2000, 2002a, 2002b).

A partir de los resultados de los trabajos que se acaban de indicar y de las observaciones de campo propias puede decirse que la karstificación interna de las paredes de los cañones u hoces se materializa en el desarrollo de numerosos conductos, dándose una relación inversa entre el tamaño de éstos y la profusión con que aparecen (es decir, cuanto menor es su diámetro mayor es su número; y viceversa). Así, las paredes de las Hoces del Duratón y de sus afluentes están accidentadas por múltiples oquedades o huecos de escaso diámetro, pero las cavidades o cuevas de acceso penetrable y cierta longitud son relativamente poco numerosas.

IV.1.4.2.1.1. Los microconductos kársticos

Constituyen una red de minúsculos conductos generados por la disolución del material dolomítico, cuyo diámetro no supera los 50 cm y cuya profundidad es también muy escasa. Su origen y distribución parece relacionarse fundamentalmente con la karstificación subsuperficial que explota planos de estratificación horizontales. A favor de estas vías preferenciales el agua realiza su acción sobre los carbonatos modelando pequeñas y alineadas oquedades estrechas y medianamente alargadas, que en un estadio mayor de degradación puede dar lugar a abrigos o balmas (que posteriormente se analizarán). Pero también la disolución puede atacar la masa dolomítica sin ningún tipo de control estructural, formando numerosos agujeros circulares a modo de *taffonis* de calibre centimétrico y aislados entre sí. No obstante, en los sectores de las paredes o escarpes donde la concentración de estos pequeños modelados es mayor, éstos se muestran agujereados o picoteados a modo de “queso gruyere”.

IV.1.4.2.1.2. Las cavidades y cuevas

Los conductos de mayor envergadura cuya entrada es accesible desde el exterior son también bastante frecuentes en las paredes de los cañones u hoces estudiados (Hoces del Duratón, Cañón de Castroserna de Abajo, Hoz de la Presa del Barrio, Hoz-combe del Caslilla) y sólo están escasamente desarrolladas en el Cañón de Casla y en el de Prádena. La longitud de estas cavidades y cuevas es muy variable, de forma que en las Hoces del Duratón y en el resto de cañones que atraviesan el macizo de Sepúlveda -donde se han estudiado con mayor detalle-, ERASO *et al.*, (1980) diferencian “cavidades de corto recorrido” (longitud penetrable inferior a 10 m) y “cuevas penetrables de mayor recorrido”, cuyo longitud practicable puede oscilar desde una treintena hasta un máximo de 200 m (en la cueva denominada de Cuarcimalo).

a) Las cavidades de escaso recorrido penetrable

Son bastante abundantes en toda el área, aunque aparecen en mayor número en los cañones u hoces labrados por los ríos Duratón, San Juan y Caslilla, constituyendo uno de los modelados más característicos de los cañones de Castroserna de Abajo y de la Presa del Barrio, de la hoz-combe de Sepúlveda y de las Hoces del Duratón. Por lo general están formadas por una única sala de escaso recorrido penetrable, a la que se accede a través de una boca más menos circular (o semicircular -a modo de arco- cuando se ha ensanchado posteriormente a favor de un plano de estratificación) y cuyo techo presenta una forma abovedada (o recta, cuando se adapta a un plano de estratificación más o menos horizontal), conservando huellas de derrumbes de paneles rocosos cuyos restos se amontonan caóticamente en el suelo.

En las paredes de los cañones citados estas cavidades parecen encontrarse aisladas, sin constituir redes interconectadas, y guardan una relación significativa con planos de estratificación subhorizontales que parecen haber guiado y facilitado la karstificación. Así es frecuente que, a partir de un mismo plano de estratificación y a lo largo de su desarrollo, aparezcan alineadas varias cavidades que -como se ha dicho- quedan separadas entre sí. También con relativa frecuencia es posible apreciar cómo se concentran a lo largo de la vertical de un escarpe, apareciendo entonces varias de ellas superpuestas y colgadas a diferentes alturas respecto del fondo de valle actual. El problema a dilucidar es si la superposición alineada de estas pequeñas cavidades tiene su origen en una disolución kárstica controlada por las propiedades de las rocas o por planos estructurales o si, por el contrario, puede estar relacionado con niveles de estabilización de las aguas fluviales durante el proceso de encajamiento del río.

Con frecuencia la entrada de estas pequeñas cavidades o covachas ha sido agrandada por el hombre, quien las ha utilizado desde tiempo inmemorial como refugio y, más

recientemente, como tenadas para guarecer al ganado ovino. Buenos ejemplos de esta transformación antrópica son la “Cueva de los Siete Altares” en las Hoces del Duratón, junto al puente de Villaseca, o la “Cueva Labrada”, situada en la pared opuesta a la ermita de la Virgen de los Remedios en el cañón de Castroserna de Abajo.

b) Las cuevas o cavernas de mayor recorrido penetrable

Los conductos kársticos de mayores dimensiones, a los que se puede dar con propiedad la denominación de cuevas o grutas, se localizan fundamentalmente en dos sectores: las Hoces del Duratón y el piedemonte de Prádena. En el primero aparecen de forma relativamente dispersas en las paredes del cañón, mientras que en el segundo constituyen un importante complejo endokárstico. En el resto de hoces (Hoz de la Presa del Barrio y Hoz-combe del Caslilla), aunque -como se ha visto- las cavidades están presentes con bastante profusión son de escaso recorrido y pertenecen en su práctica totalidad al tipo anterior.

Por lo que hace referencia a las Hoces del Duratón, ERASO *et al.*, (1980) y el G.E.V. SPALAEUS (1986) han inventariado y levantado la topografía de las principales cuevas, permitiendo apreciar cómo la totalidad de ellas están constituidas por un único conducto o galería principal de moderado recorrido practicable, que sólo en un caso (Cueva de Cuarcimalo) alcanza aproximadamente los 200 m. Normalmente estas galerías, a las que de forma ocasional acceden estrechos laminadores laterales, rápidamente se estrechan hasta finalizar en conductos o gateras impenetrables. Asimismo, la mayoría de ellas se han desarrollado prioritariamente según una componente horizontal, con secciones circulares (o rectangulares, cuando el techo se forma a favor de un plano de estratificación). No obstante pueden darse secciones de componente vertical marcado, con formas apuntadas o puntualmente ojivales, cuando la galería se desarrolla a favor de la explotación de diaclasas verticales (ERASO *et al.*, 1980, DÍEZ HERRERO *et al.*, 1996). Este desarrollo en vertical ha sido la causa de la formación de pequeñas “simas” que no son sino la comunicación al exterior de alguna de estas cuevas; así ocurre, por ejemplo, en la cueva de los Anacoretas o en la de los Grabados, las cuales presentan una doble entrada: una en los escarpes de la hoz y otra en la superficie culminante.

El modelado interno relacionado con la precipitación química, con la disolución o erosión o con la sedimentación detrítica es poco relevante y significativo en estas cuevas. Las concreciones de calcita y en general los espeleotemas son prácticamente inexistentes y tan sólo se han citado pequeños encostramientos coraloideos o revestimientos estalagmíticos en las paredes o suelos, así como *pendants* en algunas bóvedas. Aunque la mayoría de las cavidades suelen presentar rellenos detríticos, éstos por lo general no están bien conservados ni tienen un espesor importante; solamente en la Cueva del Cura (localizada en el meandro anterior al de la ermita de N^a S^a de La Calleja), se ha encontrado un relleno detrítico de potencia apreciable y en el que se aprecia la existencia de diferentes niveles sedimentarios.

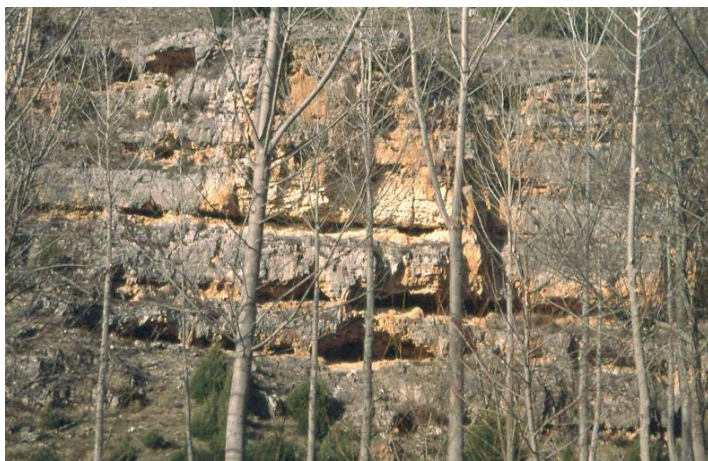


Foto IV.9. Microconductos kársticos generados por la disolución a favor de planos de estratificación horizontalles

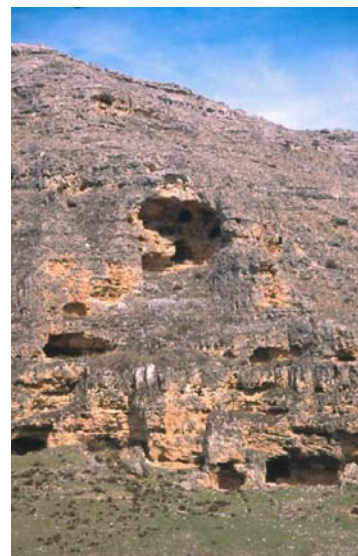


Foto IV.10. Pared karstificada en el cañón de Castroserna de Abajo



Foto IV.11. Ladera que muestra varios niveles de conductos kársticos



Foto IV.12. Diferentes morfologías de las bocas de cuevas o grutas. A. Rectangular, con un claro componente horizontal; B. Semicircular, adaptada a un plano de estratificación horizontal y C. Ojival, modelada a partir de una diaclasa vertical

La descripción detallada realizada por ERASO *et al.*, (1980) indica la siguiente secuencia sedimentológica de muro a techo: el depósito se inicia con lechos de arenas carbonáticas y limoso-arcillosas alternantes con capas más finas y ricas en arcillas; continúa con una secuencia rítmica de arcillas varvadas que alternan capas claras y oscuras; y termina con una acumulación de laminillas de carbonatos de cálcico y magnesio. Los caracteres y la estructura de la acumulación sedimentaria llevan a relacionarla con un período en el que la cueva ya había dejado de funcionar como conducto activo, es decir había quedado desconectado de la circulación freática para pasar a funcionar en régimen vadoso, y a pensar que se generó en un ambiente lagunar (afectado por la alternancia de períodos más o menos cálidos), si bien el último componente del depósito sería indicador de aguas excepcionalmente someras y prácticamente estancadas. Con posterioridad la cueva quedaría desconectada de cualquier aporte hídrico importante y sólo llegarían a ella algunos materiales relacionados con el funcionamiento de conos de deyección y ligados a ambientes climáticos de carácter frío.

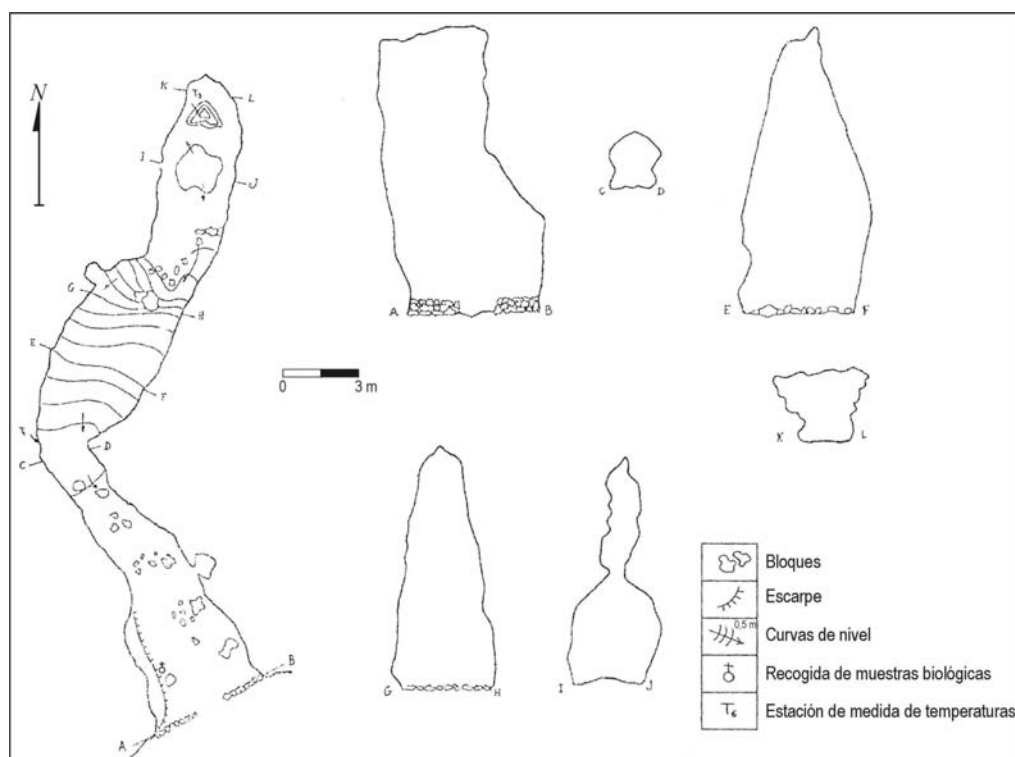


Fig. IV.2. Plano de la Cueva del Cura (según Eraso *et al.*, 1980)

En la actualidad, la circulación freática se traduce en la presencia de algunos manantiales o surgencias, que se localizan al mismo nivel del fondo plano de los cañones u hoces o, a lo sumo, a pocos metros sobre el mismo. En las Hoces del Duratón son especialmente importantes los que vierten al lecho de este río en el tramo de Giriego, justo después de que el río abandone los niveles detríticos miocenos e inicie su modelado en las dolomías cretácicas. En él aparecen varios manantiales, el mejor exponente de los cuales es la denominada Fuente de la Salud, seguramente la más importante por el caudal que aporta al Duratón y la más conocida dentro de las Hoces (ha sido acondicionada por el hombre para su uso como lugar

de baño). Otras surgencias de cierta importancia, aunque de menor caudal, aparecen en el meandro abandonado, en el de El Parral y en el de Santa Engracia. En los valles afluentes pueden citarse la Fuente del Caldero, en la Hoz del Caslilla, y las Fuentes del San Juan, en la Hoz de la Presa del Barrio, cuyo aporte de agua fue suficiente para la instalación de una pequeña central eléctrica.

En la banda o franja calcárea de Prádena las aguas subterráneas han modelado un sistema de cuevas o cavernas bastante más extenso, complejo y evolucionado que el que se acaba de describir para el borde meridional del Macizo de Sepúlveda donde se ubican las Hoces del Duratón. A diferencia de lo que ocurre en dicho borde, la mayoría de las cavidades no tienen su entrada o su comunicación con el exterior en las paredes de los cañones abiertos en este sector del piedemonte (cañones de Prádena, de Castroserna de Abajo y de Casla), donde sólo aparecen algunas cuevas menores de escaso recorrido penetrable, sino que la mayor parte de las bocas de las cavernas se concentra sobre la superficie de la amplia y alargada depresión periférica modelada en el contacto entre los gneises de la sierra con las dolomías de la citada franja calcárea, constituyendo el denominado “karst de Prádena”.

En él, gracias a las actividades del Grupo de Espeleología TALPA, se han inventariado hasta la fecha 36 cavidades, algunas de las cuales superan los 1200 metros de recorrido penetrable. Este es el caso de la Cueva Pepón, con 1.563 m, la Cueva del Jaspe, con 1.253 m, y en especial la Cueva de Los Enebralejos o del Cebadero (situada dentro del término municipal de Prádena), con 3.670 metros de longitud (GUTIÉRREZ NEVADO y BIELSA ORTÍZ, 1994; ORTÍZ, 1997). Esta cueva, además de su fácil acceso, reúne una gran riqueza de formas y formaciones endokársticas (rellenos detríticos, amplia variedad de espeleotemas, etc), así como testimonios arqueológicos, que demuestran su utilización humana desde el Calcolítico (MUNICIO GONZÁLEZ y PIÑÓN VARELA, 1990); recientemente una pequeña parte de su recorrido total, aproximadamente 700 m, ha sido acondicionada y abierta para su uso turístico. Debido a su indudable interés científico y cultural se conoce bastante bien su topografía (SEIL, 1982; TALPA, 1997) y ha sido objeto de diversos trabajos geológicos y geomorfológicos que tratan de esclarecer su génesis y establecer su evolución; entre ellos se pueden destacar los estudios iniciales de MORENO SANZ y SANZ DONAIRE (1979) y MORENO SANZ (1988) y, más recientemente, los de GUTIÉRREZ NEVADO (1998a) y BAREA *et al.*, (1999, 2000).

Los levantamientos topográficos realizados en las cuevas más importantes del karst de Prádena muestran que la morfología en planta de las mismas se articula en una serie de intrincadas galerías que en algunos casos se entrecruzan formando un entramado complejo de conductos más o menos tortuosos (incluso meandriiformes) los cuales se disponen además a varios niveles o alturas, reconociéndose, por ejemplo, en la Cueva de los Enebralejos hasta tres niveles de galerías (ORTÍZ, 1997; BAREA *et al.*, 1999). La mayor parte de estos conductos se han formado según una clara componente horizontal, aprovechando los planos

de estratificación, mientras que las diaclasas verticales solamente ha guiado el desarrollo de los pozos que comunican las galerías de distintos niveles (MORENO SANZ, 1988). En los sectores atravesados por estos conductos verticales, en relación con los cuales se producen derrumbes de paneles rocosos de los techos, se han abierto salas de dimensiones variables.

El interior de estas cuevas es bastante rico en formaciones de precipitación química, estando representados una gran variedad de espeleotemas, entre los que destacan las estalactitas, estalagmitas, columnas y demás concreciones carbonatadas, que en algunos casos llegaron a bloquear las galerías que quedaron abandonadas más precozmente por la circulación freática (GUTIÉRREZ NEVADO, 1998a). Pero también tienen una especial relevancia los rellenos detríticos, que forman en ocasiones terrazas endokársticas; concretamente en la cueva de los Enebralejos, estos depósitos son relativamente abundantes, aunque no suelen alcanzar espesores superiores al metro, y están constituidos básicamente por alternancias de lechos de arenas, gravas, limos y arcillas. MORENO SANZ y SANZ

DONAIRE (1979) fueron los primeros en realizar un estudio sedimentológico de dichos depósitos, cuyo análisis granulométrico evidencia que el material fue arrastrado y sedimentados en el interior de la cueva por flujos alóctonos y que su sedimentación se produjo, según los casos, en acumulaciones libres o forzadas, denotando normalmente una mala clasificación. Más recientemente, BAREA *et al.*, (2000), han llevado a cabo un estudio mineralógico, incluyendo mineralogía de arcillas, cuyos resultados indican una procedencia de los depósitos minoritariamente de carácter autóctono y mayoritariamente alóctona, destacando la abundancia de cuarzos y feldespatos provenientes de la sierra. El análisis e interpretación de las muestras obtenidas pone también de manifiesto la existencia de diferentes fases de relleno y vaciado de la cavidad, que se relacionarían, según estos autores, “con ciclos climáticos más húmedos, que producen la entrada de materiales alóctonos a la cavidad, seguidos por etapas más secas caracterizadas por la erosión parcial de los depósitos detríticos y su posterior sellado por espeleotemas”.

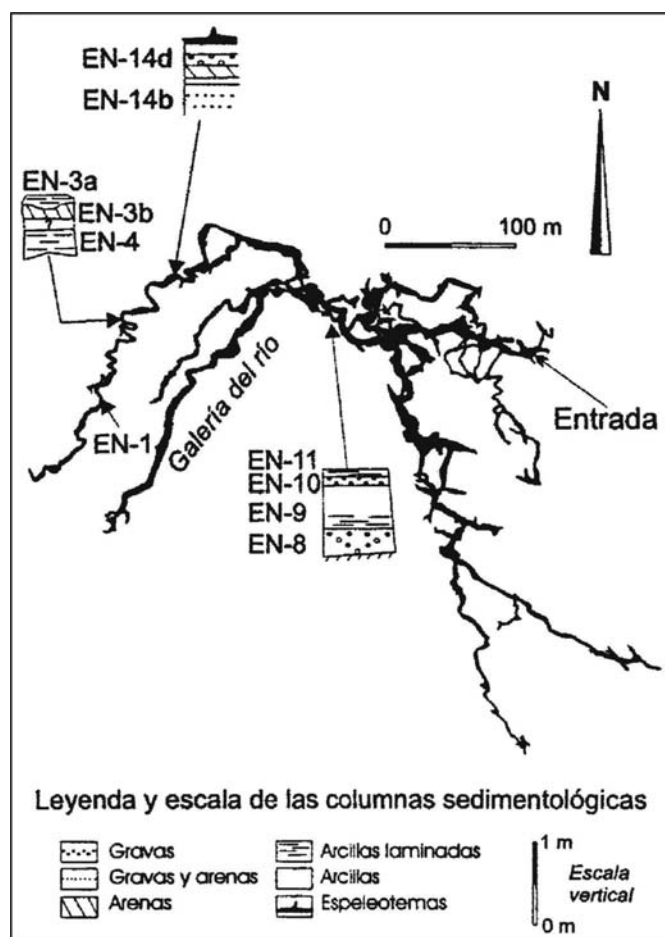


Fig. IV.3. Plano de la cueva de los Enebralejos (según Barea *et al.*, 2000)

IV.1.4.2.1.3. Consideraciones sobre la formación del endokarst de los macizos calcáreos y sobre su evolución en relación con el encajamiento fluvial

Las observaciones e interpretaciones expuestas, referentes al endokarst del Macizo de Sepúlveda y al desarrollado en la banda calcárea del piedemonte de Prádena, ponen de relieve las notables diferencias que entre ellos existen y que hacen referencia tanto a su configuración morfológica como a su desarrollo y evolución. En el primero, los conductos sólo presentan un único nivel, son de escasa longitud, apenas presentan rellenos detríticos y la precipitación de carbonatos es casi inexistente, mientras que en el segundo los conductos o galerías se articulan por lo general en varios niveles, superando muchos de ellos más de 1000 metros de recorrido, y los espeleotemas así como las acumulaciones detríticas son relativamente importantes y variados. Esta manifiesta disparidad del modelado endokárstico entre dos macizos calizo-dolomíticos de litología análoga y apenas distantes 20 km en línea recta parece estar relacionada con la desigual alimentación hídrica recibida en cada uno de ellos, con las peculiaridades de su respectiva disposición morfoestructural y también con el diferente grado y ritmo de encajamiento de los cursos fluviales, que han controlado o condicionado el descenso de los niveles de base del karst.

Las formas generadas por las aguas subterráneas en el piedemonte calcáreo de Prádena se han modelado -como se ha dicho-, en la homónima franja dolomítica y caliza, que desde un punto de vista morfoestructural constituye un amplio dorso de cuesta, que buza suavemente entre 3 y 10° hacia el SE y ESE hasta alcanzar el bloque metamórfico que levanta enérgicamente la Sierra y del que queda separado por una gran falla inversa. Tanto el basculamiento de la cuesta como esta gran falla de magnitud regional propiciaron que este sector se comportara como un cuenco de acumulación y almacenamiento de una gran cantidad de agua, procedente tanto de las precipitaciones *in situ*, como -y sobre todo- de la escorrentía superficial (concentrada en pequeños cursos o arroyos) procedente de los relieves montañosos dominantes constituidos por materiales gneísicos impermeables.

Estos importantes aportes hídricos, básicamente alóctonos, modelaron una amplia y alargada depresión de contacto o depresión periférica del karst a expensas de las series dolomíticas, aprovechando la debilidad y la trituración de estos materiales en una franja intensamente afectada por la tectónica (MORENO SANZ, 1988). Esta depresión, que incluso ha hecho resaltar el plano de dislocación de la falla, se desarrolla -como es lógico- de forma paralela a la sierra y está ligeramente inclinada hacia el ENE, extendiéndose desde Arcones, donde la altura absoluta es de 1150 m, hasta Sigueruelo, donde ésta ha descendido hasta los 1070 m. En ella las aguas se pierden y pasan a circular subterráneamente bien de forma difusa bien, y más frecuentemente, concentrada a través de sumideros llamados localmente “hundadas” (MORENO SANZ, 1988). Se origina y generaliza así una circulación hipogea responsable de la formación del sistema de cavidades o cuevas, las cuales -según se ha dicho- están organizadas en una serie de niveles de galerías y conductos, de dimensiones y recorridos

variables, que evolucionaron a medida que se encajó la red fluvial a lo largo del Cuaternario. Puede decirse que desde comienzos de este período funcionó al pie de la sierra una importante circulación subterránea que drenaba en busca de los niveles de base locales de los ríos San Juan y Caslilla. De este modo la actividad de los procesos kársticos fue notablemente eficaz, modelando esta alargada área deprimida de contacto y generando bajo su superficie una red de conductos subterráneos que siguieron dos direcciones preferentes: por un lado, a favor de la dirección de la depresión (cuyo desarrollo e inclinación está a su vez controlado por la disposición de la estructura) se formaron galerías que drenaban hacia el NE o ENE y que a lo largo de su recorrido iban captando buena parte del agua procedente de la sierra; y, por otro, se abrieron conductos perpendiculares a la depresión, según un rumbo S-N o SW-NE acorde con el de los ejes fluviales. Se ha interpretado que aquéllas, actualmente inactivas, se originaron en una primera fase de karstificación relacionada con un momento en que la red fluvial quedó descoyuntada tras el basculamiento de los bloques del basamento en el Plioceno, mientras que éstos se corresponderían con una segunda fase vinculada con el encajamiento propiamente dicho de los valles actuales integrados en la red del Duero (GUTIÉRREZ NEVADO, 1998a).

Toda esta activa morfogénesis kárstica se concentró en la estrecha franja calcárea de Prádena debido a que al N del frente de cuesta que la limita aflora una reducida banda de materiales gneísicos. La presencia de ésta impidió la prolongación de las redes de conductos subterráneos en los macizos calcáreos más septentrionales provocando la rápida resurgencia de las aguas que circulaban por ellas hacia el nivel de base local del río San Juan, donde se concentraron y atravesaron el indicado frente de cuesta por un estrecho boquete junto a Pradenilla para incidir enseguida en los gneises del zócalo. Los importantes caudales puestos de este modo a disposición de la esorrentía fluvial tendrían competencia para excavar la banda metamórfica y abrir en ella la garganta de Valdeosbispo y, tras ella, atravesarían la subsiguiente franja calcárea modelando el cañón de las Castrosernas. La concentración de las aguas procedentes en último término de los relieves de la sierra en el lecho del río, junto con el escaso volumen de las precipitaciones caídas *in situ*, se traduce en un menor desarrollo del endokarst en el entorno de dicho cañón; se limita éste a cavidades y oquedades numerosas pero de escaso recorrido practicable visibles sobre todo en las paredes del tramo próximo a Castroserna de Abajo.

En la actualidad la morfodinámica kárstica sigue siendo importante en la franja de Prádena debido a que los aportes de agua provenientes de la Sierra siguen siendo relativamente continuos, aunque su volumen, agresividad y eficacia son significativamente inferiores a los que debieron alcanzarse en el pasado. En todo caso, en épocas de intensas precipitaciones o tras la fusión de la nieve en primavera muchos conductos y galerías se muestran aún hoy activos: el agua que desciende de la sierra se pierde al llegar a la depresión por sumideros y *hundadas*, pero a los pocos kilómetros resurge en manantiales que alimentan el lecho del río San Juan. En la cueva de los Enebralejos se puede apreciar cómo las aguas del arroyo de las

Chozas circulan de forma subterránea por la llamada “galería Baja” o “galería del Río de la Cueva” hasta resurgir a los pocos kilómetros. De igual modo, gran parte de los importantes caudales que atraviesan el zócalo metamórfico de Ventosilla se pierden en el subsuelo cuando el río excava en los materiales calcáreos de la franja de las Castrosenas: se ha constatado en el lecho del río, junto a las últimas casas de Castroserna de Arriba, la presencia de *hundas* o sumideros parcialmente taponados por el hombre con bloques con el fin de evitar la pérdida rápida de las aguas. De otro lado, es frecuente cuando los aportes pluviométricos no son muy elevados (finales de primavera, verano y otoño), que el lecho del río esté seco desde la citada población, a pesar de que el volumen de agua circulante sigue siendo abundante cuando atraviesa las rocas cristalinas impermeables de Ventosilla.

En suma, puede decirse que el relativamente bien desarrollado sistema de galerías y conductos kársticos que caracteriza en particular al denominado karst de Prádena y en general al karst del pie de ambas vertientes del Guadarrama oriental y Somosierra-Ayllón formó parte, tal como ha sido interpretado por BAREA (2001, 2002), de una antigua red subterránea de funcionamiento freático desarrollada básicamente en el Plioceno superior y que conserva una escasa funcionalidad en el momento actual. El encajamiento, a partir del Pliocuaternalio, de la red hidrográfica que ha llegado hasta el presente produjo una desestructuración de la circulación hipogea como consecuencia de la cual los conductos endokársticos fueron quedando gradualmente desmantelados y aislados de la circulación freática. De este modo, a medida que progresaba la incisión de los valles principales bajo la alternancia climática de periodos fríos de carácter continental con otros más cálidos y húmedos, se produciría el abandono de los conductos más altos (que pasarían a funcionar de forma vadosa y comenzarían a ser rellenados por sedimentos detríticos o químicos) y la apertura de otros situados en niveles más bajos, acordes con sucesivos niveles de base locales impuestos por el encajamiento de los ejes fluviales.

En el Macizo de Sepúlveda la génesis y evolución del endokarst ha sido completamente diferente a la descrita en la banda calcárea de Prádena. Aunque se desarrolla también básicamente sobre dorsos de cuevas que buzan suavemente hacia el SE, el S y el SW, la disponibilidad de caudales de agua importantes y continuos con capacidad para realizar un apreciable trabajo de disolución sobre las dolomías ha sido bastante menor que en dicha banda, alimentada por la escorrentía procedente de la sierra. Los aportes hídricos disponibles por los procesos de karstificación en el macizo, donde se han abierto las Hoces del Duratón, procederían casi exclusivamente de las precipitaciones recibidas en él, tanto en forma de lluvia como de nieve, y modelarían debido a ello una red endokárstica de dimensiones mucho más reducidas. Otra razón que justificaría este menor desarrollo de los conductos subterráneos es que los caudales recogidos en las cuencas de recepción situadas en la sierra accedían al área ya concentradas y canalizadas exclusivamente en los lechos del Duratón, el San Juan y el Caslilla. Esta mayor abundancia de aguas alóctonas concentradas en los ejes fluviales, que contrasta con la escasa alimentación hídrica recibida *in situ* sobre el conjunto de la superficie

del macizo, tendría como consecuencia un mayor desarrollo de las formas exokársticas, ligadas casi exclusivamente a la excavación y encajamiento rápido de cañones, mientras que las endokársticas apenas pudieron prosperar y evolucionar. Todo parece indicar, además, que las fases de estabilización más o menos prolongadas en la excavación de las hoces se asociarían a la formación de conductos o galerías a partir de la percolación de las aguas superficiales que drenarían hacia el nivel de base local de los ríos; por el contrario, en las etapas de más activa incisión cesaría prácticamente el desarrollo de dichos conductos, los cuales quedarían rápidamente colgados o desconectados de la circulación freática. Como resultado de esta secuencia solamente se generarían conductos cortos o de escaso desarrollo, aislados e individuales, tal y como se observa en la actualidad.

A partir de estas consideraciones es posible interpretar que el karst subterráneo del Macizo de Sepúlveda, fundamentalmente caracterizado por cavidades numerosas aunque apenas desarrolladas y evolucionadas, quedó pronto desconectado y sin actividad debido al rápido y sucesivo encajamiento del río Duratón y de sus afluentes. De este modo, las “bocas” de salida al exterior de las cuevas o conductos, que originariamente serían surgencias, se localizan en las paredes de los cañones que lo surcan, dentro de las que aparecen colgadas a diversas alturas (a modo de ventanas), marcando posiblemente diferentes fases de estabilización de la circulación freática controladas por la actividad excavadora del río Duratón.

Parece claro, en definitiva, que la desigual y diferente alimentación hídrica recibida en el piedemonte de Prádena, adosado a la base de la Sierra, y en el macizo de Sepúlveda (y genéricamente en las bandas calcáreas más alejadas de los relieves montañosos) ha influido de manera significativa en el desarrollo de sus respectivos sistemas endokársticos, en su evolución y en su respuesta ante el encajamiento de la red fluvial. En el primero, debido al más abundante, constante y generalizado aporte hídrico, el encajamiento de la red fluvial fue acompañado por un descenso de los niveles de base del karst, lo que provocó el modelado de sistemas compuestos por conductos o galerías interconectados y superpuestos, mientras que en el macizo de Sepúlveda y en los sectores análogos la menor cuantía de los aportes de agua (ligados a las precipitaciones locales) y el encajamiento relativamente rápido de ríos alóctonos propició un desarrollo menor del karst tanto en superficie como en el interior de las masas dolomíticas y dio lugar a que -como se acaba de señalar- las cavidades o redes subterráneas pronto perdiesen funcionalidad y quedasen colgadas y desconectadas del nivel de base impuesto por los ríos.

IV.1.4.2.2. Los escarpes festoneados o ruñiformes: la explotación de las discontinuidades estructurales de las rocas dolomíticas

Los escarpes de este tipo, definidos por su aspecto ruñiforme, no están muy desarrollados dentro del conjunto de los cañones estudiados: prácticamente están ausentes en los excavados

en el piedemonte, son poco apreciables en la Hoz-Combe del Caslilla y están algo mejor representados, dentro del macizo de Sepúlveda, en las Hoces de Duratón y en la Hoz de La Presa del Barrio. Su génesis y evolución morfológica está relacionada y controlada por los caracteres estructurales de las rocas dolomíticas, en las que las diaclasas y planos de estratificación constituyen líneas de debilidad que guían preferentemente los procesos de meteorización y erosión y donde la disolución kárstica parecer ser el motor fundamental del modelado. La configuración y grado de desarrollo que alcanzan las formas resultantes dependerá, en consecuencia, de la mayor o menor eficacia de la explotación de la red de discontinuidades estructurales por la indicada disolución.

El modelado festoneado o ruiforme se registra en aquellos escarpes en los que la masa carbonatada cuenta con una red particularmente densa de diaclasas o fracturas verticales, las cuales constituyen líneas de debilidad susceptibles de ser atacadas y explotadas con eficacia por la karstificación y las aguas de escorrentía superficial. Este ataque se inicia por lo general en la parte superior de los cantiles, produciendo de forma progresiva la apertura, el ensanchamiento lateral y la explotación en profundidad de estos planos de discontinuidad, lo cual se materializa inicialmente en la aparición en los escarpes de entalladuras más o menos paralelas entre sí que rompen su continuidad lateral, dando lugar en el tramo afectado al modelado típico de cornisas festoneadas. En función de la eficacia de la disolución y de la profusión mayor o menor de diaclasas verticales, el avance del modelado puede conducir a diferentes estadios evolutivos definidos por otras tantas morfologías características.

Cuando estas fisuras están muy próximas trascienden en el relieve como corredores verticales, a modo de canales, que en algunos casos se desarrollan prácticamente a lo largo de todo el escarpe constituyendo el modelado de detalle más abundante, especialmente en las paredes de las Hoces del Duratón y de la Presa del Barrio. Estos corredores pueden aparecer de forma más o menos aislada o concentrados en cortos tramos de las paredes; es en este último caso cuando la morfología ruiforme alcanza su mejor expresión morfológica, como ocurre en el paraje de El Queso -aguas arriba del meandro del Monasterio de la Hoz- en la margen izquierda de las Hoces del Duratón o en el de Polvorosa en la Hoz de la Presa del Barrio, sobre su margen derecha. Cuando se encuentran más alejados unos de otros y el retroceso de la pared por efecto de la disolución ha sido mayor, el tramo de pared situado entre los indicados corredores adopta una forma groseramente semicircular, dando lugar al característico festoneado de los escarpes o cornisas; este fenómeno tiene una presencia muy limitada en el área y apenas aparecen buenos ejemplos en los cañones estudiados, pudiéndose observar cantiles con cierta analogía a este modelo en las Hoces del Duratón -concretamente en el tramo de La Molinilla- así como aguas arriba del puente de Villaseca.

Estos corredores actúan también como vías preferentes de canalización y evacuación de derrubios y es frecuente que en la base de los más importantes de ellos se desarrollen conos de derrubios. Mención especial dentro de éstos merecen los conos constituidos básicamente por

las arenas eólicas provenientes de la unidad morfosedimentaria de la Tierra de Pinares que fosilizan parcialmente el borde occidental del macizo de Sepúlveda. En los parajes más occidentales de las Hoces del Duratón estas arenas, movilizadas por la deflación eólica y por la esorrentía superficial, se canalizan aprovechando diaclasas o fracturas verticales abiertas por la disolución en las paredes del cañón, las cuales actúan a modo de escurrideros de derrubios formando en el fondo pequeños conos de arena que rápidamente son desmantelados por la acción del río e incorporados a la carga evacuada por el mismo (foto III.52). Este peculiar proceso de creación y arrastre de conos de arena puede observarse en la margen izquierda del valle del Duratón, concretamente en el meandro anterior al del Monasterio de la Hoz. Por su parte, los corredores más cortos -bien porque la potencia del escarpe es menor bien porque la disolución kárstica no ha sido muy activa- que se localizan preferentemente en la parte superior de las vertientes, suelen canalizar abundantes clastos calizos y material fino procedentes de la fragmentación mecánica de las paredes que pueden formar pequeñas acumulaciones a la salida de éstos y suelen quedar englobadas en los taludes detríticos (o, a veces, detenidas por la presencia de algunos obstáculos, generalmente troncos de árboles).

Aunque no muy frecuente, es posible apreciar cómo algunos grandes y estrechos paneles rocosos están separados unos metros de la pared original, quedando entre aquellos y ésta un pasillo. Esta forma de separación parece relacionarse con la explotación por parte del disolución de importantes fracturas verticales, aunque en otras áreas, como el tramo del Duratón próximo a Fuentidueña, se la ha relacionado con deslizamientos de parte de estos paneles por la presencia de un material deleznable inferior que favorece el proceso (CASCOS MARAÑA, 1991).

Así pues, la progresión de la erosión, básicamente ligada a la disolución, puede dar lugar en algunos casos a la formación de paredes o escarpes de aspecto ruiforme, festoneado o discontinuo. La génesis de las morfologías de este tipo estaría relacionada con el progreso hacia el interior de la masa dolomítica del proceso de explotación kárstica guiado por diaclasas o fracturas verticales relativamente próximas entre sí hasta alcanzar alguna discontinuidad o plano de estratificación perpendicular a ellas. El ensanchamiento y la profundización de estos planos de debilidad, llevado a cabo por la disolución con la colaboración de otras acciones meteóricas, provocaría en su grado más avanzado el aislamiento de volúmenes rocosos situados entre las diaclasas verticales, los cuales quedarían separados de las paredes a modo de relictos o testigos del retroceso sufrido por éstas. Dichos volúmenes dolomíticos individualizados adquieren formas semejantes, según los casos, a torrecillas de cima más o menos redondeada o a pináculos con culminaciones más agudas. Pero también aparecen como cortas penínsulas, que quedan conectadas a las paredes principales por medio de pedúnculos bajo los que se encuentran puentes naturales o ventanas (probablemente restos de algún primitivo conducto kárstico).



Foto IV.13. Fuerte escarpe afectado por diaclasas verticales.

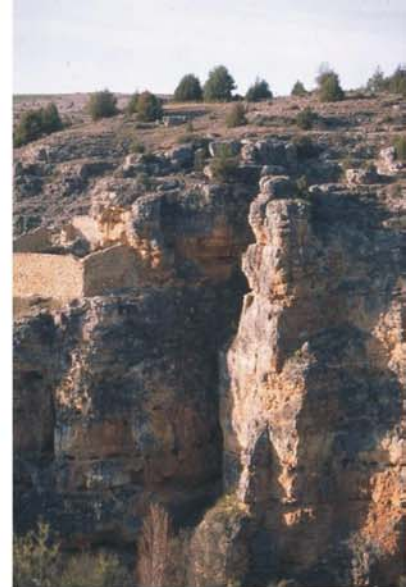


Foto IV.14. Explotación kárstica de una diaclasa vertical.



Foto IV.15. Pináculos aislados por la explotación kárstica

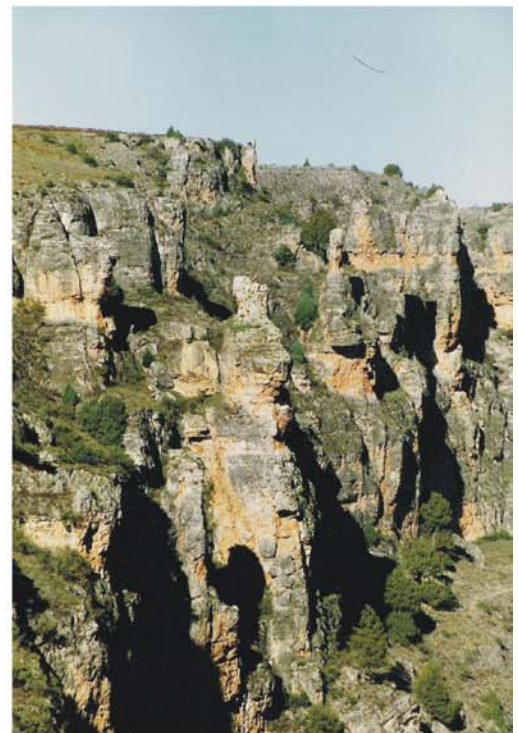


Foto IV.16. Fuerte degradación kárstica de la parte superior del escarpe en el paraje de El Angosto, convertido en pináculos aislados y estrechas penínsulas



Foto IV.17. Paneles rocosos separados de la pared por la disolución kárstica

Este tipo de morfología marcadamente ruiforme suele aparecer en la parte culminante de los escarpes y no suele afectar a tramos de largo desarrollo longitudinal; lo habitual es que aparezca en determinados puntos o en cortos tramos, donde localmente las cornisas presentan características estructurales favorables para su modelado. El mejor exponente de ella puede observarse, sobre la margen izquierda de las Hoces del río Duratón, en un segmento de pared de unos 300 m dentro del paraje de El Angosto, donde una serie de estrechísimas penínsulas y algunos pináculos jalonan la parte superior del escarpe, cuya alineación aparece rota y accidentada por inflexiones cóncavas. En el resto de las hoces puede también apreciarse, aunque de forma más puntual y aparentemente aleatoria, la presencia de pináculos o torrecillas, puentes naturales, etc.

Se puede concluir, en suma, que las formas más relevantes en los escarpes derivadas de la disolución kárstica al explotar y agrandar fracturas o diaclasas son: en primer lugar y representando un inicial estadio evolutivo, corredores verticales por donde con relativa frecuencia se canalizan derrubios o materiales alóctonos; y en segundo lugar, constituyendo un estadio mayor de degradación, paneles o masas rocosas a modo de pináculos o torrecillas, aislados y separados de las cornisas, así como cortas penínsulas, conectados a éstas a través de estrechos pedúnculos. En conjunto estas morfologías, localizadas en la parte superior de los escarpes, rompen y accidentan su continuidad, definiendo sectores o enclaves muy accidentados o ruiformes.

IV.1.4.3. Los abrigos o balmas y su significado geomorfológico

Estas formas, definibles como cavidades naturales de poca profundidad y de longitud variable excavadas al pie o en la base de paredes rocosas, aparecen con relativa frecuencia en los cañones u hoces estudiados, siendo en el Cañón de Casla donde adquieren un extraordinario y completo desarrollo; pero también buenos y variados ejemplos pueden observarse en las Hoces del Duratón así como en la Hoz de la Presa del Barrio. Se trata de unos modelados muy interesantes y valiosos para la interpretación geomorfológica, ya que en muchas ocasiones han sido relacionados con períodos de estabilización de los cursos de agua en su proceso de encajamiento.

Los abrigos o balmas no pueden considerarse formas estrictamente ligadas a la morfogénesis kárstica, ya que se las encuentra sobre escarpes de diversas litologías (granitos, areniscas, rocas volcánicas, rocas calcáreas, etc.), presentando en todos los casos como característica más peculiar una superficie invertida de forma cóncava que termina a modo de extraplomo o voladizo. La combinación de escarpe superior y abrigo basal ha dado lugar en la Geomorfología española a varias denominaciones -como “paredes sobreexcavadas o socavadas”, “vertientes en extraplomo”, “pendientes invertidas cóncavas” o “concavidades elongadas de doble curvatura” (TWIDALE, 1982, 1989, VIDAL ROMANI, 1989;

CENTENO, 1989; DÍEZ HERRERO *et al.*, 1996)- que pretenden ser la traducción al castellano del término anglosajón *flared slopes* (TWIDALE, 1982). Los nombres de “balmas” o “abrigos bajo roca”, que se han utilizado en este trabajo, proceden de las palabras *balmes* o *baumes* y *abris sous roche* usadas por algunos geomorfólogos franceses (BONNET, 1961; FENELON, 1967). Otros vocablos más propiamente castellanos que se podrían emplear para designar a estas formas son los de “solapos”, “viseras” o “cejos”.

Su origen es complejo y hay acuerdo en que en su génesis dentro de los macizos calcáreos intervienen factores o procesos ligados con la zapa lateral de los cursos de agua, con la meteorización diferencial (disolución kárstica, corrosión, gelifracción) y con las acciones biológicas de ciertas plantas (líquenes, musgos, etc). Mayor controversia existe a la hora de explicar la evolución y desarrollo final de esta morfología así como su interpretación concreta teniendo en cuenta el papel de los distintos procesos. En este contexto, sintetizando las clasificaciones de BONNET (1961) y NICOD (1967), los abrigos pueden agruparse en los tres tipos siguientes:

a) Abrigos formados prioritariamente por la circulación subárea del agua y por efecto de su turbulencia sobre las paredes rocosas. Dentro de este grupo pueden diferenciarse los abrigos o balmas de meandro, quizás los más frecuentes, que se producen por la zapa lateral de los ríos en la orilla cóncava, y los abrigos o balmas de cascada, cuyo origen se relaciona con la afluencia de cursos tributarios, formándose allí donde desembocan en las corrientes fluviales principales (foto III.27 y III.44)

b) Abrigos correspondientes a la emergencia al exterior de conductos endokársticos relacionados con la circulación subterránea. En ellos el ensanchamiento de las paredes de los conductos en su salida puede explicar el modelado de la concavidad basal.

c) Abrigos sobre roca de dimensiones variables que resultan de la degradación superficial producida por diversos procesos de meteorización (entre ellos la disolución kárstica) en la base de las paredes o escarpes. Su génesis y evolución se han discutido mucho y existen diversas líneas de interpretación acerca de ellas.

Una primera línea de interpretación los explica en relación con las propias características litoestratigráficas y estructurales del roquedo calcáreo. Conforme a ella, la alternancia de estratos o niveles más solubles, menos consolidados y porosos con otros de mayor resistencia propiciaría una erosión diferencial especialmente controlada por la gelivación o gelifracción (hasta el punto de llamar a estas formas “balmas de gelivación diferencial”). Este proceso, cuya competencia se acentuaría en los estratos próximos a la base del escarpe -donde la mayor humedad favorece también la acción de la disolución o corrosión- produce un progresivo socavamiento de dicha base, quedando los estratos más resistentes a modo de techo en voladizo. En un momento dado este techo puede derrumbarse y caer, reiniciándose el

proceso y contribuyendo de este modo al retroceso de la pared (NICOD, 1967; GARCIA y PEZZI, 1975; ASENSIO AMOR y GONZALEZ MARTÍN, 1976b, CORRA, 1977; BULLÓN MATA, 1986b).

La otra vía de explicación está más ligada a las aportaciones geomorfológicas anglosajonas derivadas de estudios referentes en principio a áreas de roquedo granítico (TWIDALE, 1982) aunque recientemente también se han centrado en ámbitos calcáreos (TWIDALE y CAMPBELL, 1992; TWIDALE y CENTENO, 1993). Según ella, el modelado de estas formas (a las que se denomina *flares*, *notches* o *rock shelters*; o *flared slopes*, cuando se trata de escarpes marcadamente sobreexcavados) se desarrolla en dos etapas: la inicial, relacionada con la presencia de afloramientos rocosos con regolito en sus márgenes, y la segunda, centrada en la destrucción o desmantelamiento de dicha formación superficial más o menos edafizada. Según esta interpretación, en el contacto de un frente de meteorización con una pared rocosa los procesos de alteración actuarían con una intensidad diferencialmente mayor debido al alto nivel de la humedad del suelo existente en él, al beneficiarse del agua de escorrentía que, proveniente de la superficie rocosa se acumularía en su base. Ello produciría una franja de alteración en la parte inferior de la pared cuya profundidad o penetración tendría unas dimensiones más o menos importantes en función del mayor o menor tiempo de estabilización del regolito. En una segunda etapa, la erosión y evacuación del regolito y de la franja meteorizada daría como resultado la aparición de estas concavidades alargadas y su integración en el relieve superficial (TWIDALE, 1982; TWIDALE y CAMPBELL, 1992; HARREL y TWIDALE, 1989; CAMPBELL y TWIDALE, 1995; VIDAL ROMANI, 1989; CENTENO y TWIDALE, 1988; CENTENO, 1989).

En los cañones estudiados -como ha quedado reflejado al describir la morfometría y morfología de sus vertientes- pueden encontrarse en mayor o menor medida balmas o abrigos pertenecientes a todos y cada uno de los tipos de abrigos indicados. Y en concreto los pertenecientes al último de ellos, relacionados con la salida al exterior de conductos kársticos, acaban de ser descritos y analizados cuando se ha abordado el tema de las cavidades y cuevas que jalonan las paredes de las hoces.

Por su parte, los abrigos de meandro son relativamente abundantes, como es lógico si se tiene en cuenta que la presencia de meandros encajados es un rasgo general y diferenciador de estos valles en el área de estudio. El desarrollo de estas formas -como se ha dicho- está vinculada con la dinámica fluvial, en particular con la zapa lateral de los cursos de agua de trazado sinuoso en las orillas cóncavas de sus incurvaciones, así como con la disolución particularmente activa debida a la presencia de agua siempre inmediata a la pared. La combinación de ambos factores produce un progresivo socavamiento en la base de los escarpes, dando lugar al modelado de un abrigo de cierto desarrollo lateral y cuya profundidad depende de la competencia sumada por estos procesos, por encima del cual la concavidad rápidamente desaparece desarrollándose ya el escarpe prácticamente vertical. La

mayor parte de los abrigos de este tipo muestran una cierta actividad y funcionalidad actual, como puede observarse en algunos ejemplos situados en las Hoces del Duratón, así como en la hoz de la Presa del Barrio. Puede decirse que las paredes situadas en la cara externa o cóncava de la práctica totalidad de los meandros encajados de estos cañones -en especial en el primero- muestran en su base el modelado de un abrigo o balma de dimensiones variables, cuyo desarrollo y evolución morfológica está asociada con la propia dinámica reciente y actual de los ríos Duratón y San Juan.

Pero lo más significativo es que en alguno de estos meandros puede reconocerse, además del abrigo actual o subactual, otro colgado a varios metros respecto al fondo del valle que podría considerarse indicador o testigo de una o varias fases de estabilización en el encajamiento de los ríos. No obstante, la presencia de estos “abrigos de meandro” colgados no suele ser habitual, pues la progresiva y mantenida erosión de la roca realizada por la acción de zapa fluvial y la disolución junto con la propia forma extraplomada de los abrigos activa los procesos de gravedad, que facilitan la extensión de los meandros. De este modo, en la medida en que se mantiene esta morfodinámica fluvial, se produce el retroceso o retrotraimiento de los escarpes, cuya consecuencia es la desaparición de las formas modeladas inicialmente en ellos al tiempo que se mantiene su verticalidad. Por eso en los ríos más activos debido a su mayor alimentación hídrica, como es el caso del Duratón, se ha mantenido el crecimiento y la extensión lateral de los meandros a lo largo de su evolución cuaternaria, debido a lo cual los abrigos mejor desarrollados forman parte del lecho actual del río, mientras que los que pudieron formarse en fases anteriores de la evolución del valle raramente pueden reconocerse, ya que la propia dinámica de las paredes casi siempre los ha borrado. Un buen ejemplo de estos “abrigos de meandro” colgados se localiza en la Hoz de la Presa del Barrio, concretamente en el meandro de La Estaca; al tratarse de una hoz de menores dimensiones, como corresponde a un río de menor caudal y por ende sin apenas capacidad erosiva actual, ha sido posible la conservación de un abrigo actual y otro, con idéntica morfología, colgado a una veintena de metros sobre el cauce. Además la formación de un pequeño talud detrítico basal señala la escasa eficacia que hoy tiene la zapa lateral de este curso fluvial sobre la base de la pared rocosa y la paralización, por tanto, del proceso de crecimiento del abrigo y de la propia extensión del meandro, lo que favorece la preservación del abrigo inmediatamente superior.

No obstante, en las Hoces del Duratón pueden observarse también algunos abrigos colgados respecto al fondo actual y ubicados en las paredes de la margen cóncava de los meandros; y se da la circunstancia de que en todos los casos se localizan unos metros inmediatamente por debajo de la confluencia de algún valle o barranco afluente, cuyo fondo queda colgado según los casos entre 40 y 60 m respecto al del lecho actual. Así, por ejemplo, en el paraje de Santa Engracia y en el entorno del Villar de Sobrepeña se modelan abrigos o refugios de gran espectacularidad y belleza por debajo de la desembocadura de estos barrancos. La formación de este tipo de concavidades, relativamente profundas, parece estar

asociada con la propia zapa lateral del río principal, pues habitualmente aparecen en la parte cóncava de los meandros, pero también con la erosión hídrica de los caudales que se pudieron canalizan por los valles actualmente secos que afluyen a las hoces del Duratón. Puede interpretarse que en los momentos en que estos valles o barrancos tuvieran actividad (aunque fuera de forma esporádica) y estuviesen situados por encima del fondo del valle del Duratón (por el más rápido encajamiento de éste), las aguas superficiales se precipitarían en la confluencia a modo de pequeñas cascadas, produciendo por el efecto de su turbulencia el socavamiento de la base de los escarpes. Si esta explicación resultase válida para entender el origen de estos abrigos, corresponderían al tipo de los “abrigos de cascada”. Pero también es posible que buena parte del agua que circulase por estos valles afluentes se infiltrase de forma difusa para aflorar posteriormente al alcanzar el nivel del colector principal. Tanto un proceso como el otro (la erosión por efecto de cascada del agua como la disolución por el agua subterránea al rezumar al exterior) provocarían un ataque interno y facilitarían el ensanchamiento de la base de los escarpes, modelándose de este modo amplios y profundos abrigos o balmas, las dimensiones de las cuales a medida que se alejan de la confluencia con el valle afluente se hacen progresivamente menores. En todo caso, lo mismo que ocurría con la formación de los “abrigos de meandro”, parece clara la relación entre el desarrollo y evolución de estos abrigos con diferentes periodos de estabilización de los cursos de agua, en este caso del río Duratón.

Finalmente, la observación detenida de las paredes de la mayor parte de los cañones permite apreciar cómo la base de los mismos suele presentar, aunque no existan ni meandros ni barrancos afluentes, una inflexión cóncava, quedando la parte superior del escarpe -según el menor o mayor desarrollo de la misma- a modo de incipiente o de gran voladizo. Estas formas presentan como rasgo general que se desarrollan en los tramos de los cañones donde el trazado es relativamente rectilíneo, de modo que los escarpes asimismo tienen una apreciable continuidad lateral, dando lugar al modelado de extensos y largos abrigos, que entrarían en principio -según la clasificación explicada al inicio de este epígrafe- dentro de la categoría de los “abrigos sobre roca”, cuya génesis no parece estar controlada por la dinámica meandriforme de los ríos ni por la acción erosiva de las aguas de los valles o barrancos afluentes. Dentro de las Hoces del Duratón son frecuentes y aparecen a diversas alturas y con diverso desarrollo lateral, pudiendo reconocerse varias alineaciones, que se han atribuido a otros tantos episodios de estabilización en el dilatado proceso de encajamiento (DÍEZ HERRERO *et al.*, 1996). También pueden observarse en el tramo final del cañón de Prádena, donde se han reconocido algunos abrigos semicirculares a baja altura del lecho actual del río San Juan, relacionables presumiblemente con niveles por los que discurrieron sus aguas (MORENO SANZ, 1979-80). Pero sin duda es en el cañón de Casla en el que tienen un desarrollo extraordinario, así como una considerable extensión y continuidad lateral (la descripción morfológica y morfográfica de estas balmas se realizó con detalle al analizar el citado cañón).

Estos “abrigos sobre roca” se labran en la porción inferior de buena parte de los escarpes, disponiéndose a diversas y variables alturas respecto al fondo y es interesante destacar que cuando los taludes detríticos alcanzan y recubren parcialmente la base de las paredes el modelado de los abrigos apenas puede apreciarse, aunque la observación detenida permite ver cómo la inflexión cóncava se insinúa en los escarpes. Según estas consideraciones y teniendo en cuenta la relativa homogeneidad litoestructural y estratigráfica de las dolomías masivas, podría plantearse a priori que el origen y evolución de los indicados abrigos responde más a la actuación eficaz de procesos físico-químicos y biológicos, que provocan la progresiva disolución o corrosión de la parte inferior de los escarpes en contacto o recubiertos por taludes detríticos, que a procesos mecánicos como la gelivación (que no habría podido actuar diferencialmente sobre los bancos o estratos dolomíticos). La presencia de los depósitos coluviales de los taludes detríticos y de las repisas más o menos planas separando los escarpes favorecería en todo caso un mayor almacenamiento y una retención de la humedad durante más tiempo, actuando como factor favorable a la meteorización. Se formaría de este modo en las franjas recubiertas por los coluviones algo así como un frente de alteración que progresaría hacia el interior del material rocoso; posteriormente dichos coluviones serían erosionados o desmantelados por procesos como la arroyada o el arrastre del propio río, cuyo resultado sería la manifestación de los abrigos en superficie.

Además de esta interpretación bastante plausible del origen de este tipo de abrigos sobre roca, se puede plantear otra según la cual la erosión lateral del curso fluvial junto con la disolución efectuada por sus aguas, al circular constantemente adosadas a la pared rocosa (o incluso la propia humedad acogida en el llano aluvial) jugarían un papel relevante en la formación de estas morfologías. De hecho, abrigos o balmas de configuración idéntica o similar a los que aparecen jalonando los escarpes a diferentes alturas, pueden observarse en el fondo actual de los cañones. En las Hoces del Duratón algunos abrigos se localizan en el contacto con la llanura de inundación o incluso acogen el lecho actual del río, como ocurre aguas arriba del puente de Villaseca. Por su parte, en el cañón de Casla, donde ya se ha señalado la presencia de una serie de abrigos de gran desarrollo longitudinal colgados a diversas alturas respecto a su fondo, también se han encontrado otros localizados al mismo nivel al que fluye el río Caslilla; estos abrigos, a los cuales se adapta y dentro de los que discurre la corriente de agua, tienen igualmente un gran desarrollo, siendo su morfología prácticamente idéntica a la de los situados en los escarpes de la parte media y superior de la ladera.

Ante estas dos posibles interpretaciones se plantea el dilema de si los abrigos se formaron y evolucionaron una vez que los escarpes quedaron colgados a medida que se encajaba el cañón, y separados por repisas al tiempo que a sus pies se acumulaban coluviones provenientes de la propia destrucción de los escarpes, lo que -como se ha indicado- favorecería el acopio o almacenamiento de una mayor humedad y el progresivo socavamiento de la pared por los procesos anteriormente explicados, o si, por el contrario, el origen de los

abrigos -según parece en muchos casos- se relaciona con la erosión lateral de los cursos fluviales y con la disolución efectuada por sus propias aguas al estar siempre en contacto con la roca; posteriormente el encajamiento del cañón dejaría estos abrigos ya formados y modelados colgados a diversas alturas según las fases de encajamiento. Es más que probable que, según los casos, los abrigos que jalonan los escarpes de los cañones se hayan modelado conforme a lo propuesto en una u otra interpretación. Pero lo que es evidente y no deja lugar a dudas es que, dadas las consideraciones sobre las balmas actualmente funcionales (es decir, las localizadas en el lecho de los ríos), estas formas son buenos indicadores (quizá locales) de la evolución del encajamiento de los valles, representando etapas de estabilización en el encajamiento de la red hidrográfica. El problema se plantea a la hora de diferenciar cuáles de estos abrigos se formaron como consecuencia de la dinámica fluvial y luego tras el encajamiento de los cañones fueron quedando colgados y cuáles evolucionaron y se desarrollaron con posterioridad a la excavación de los cañones.

En conclusión, las diferentes modalidades de abrigos o balmas que se labran en los escarpes de los cañones u hoces, constituyen uno de los modelados más ricos y característicos de estos ámbitos. Además, desde un punto de vista geomorfológico, constituyen buenos indicadores de las etapas de encajamiento de los ríos y de la apertura de este tipo de valles. Así, puede decirse que la mayor parte de estas formas evolucionaron y se desarrollaron en relación con los niveles de base locales impuestos por la red fluvial y se vieron favorecidas, de un lado, por la zapa y la disolución de las corrientes de agua tanto en las orillas cóncavas de los meandros como en los tramos donde éstas se adosasen a una u otra orilla (cuya consecuencia sería la formación de “abrigos de meandro” o de “abrigos sobre roca”) y, de otro lado, por el mantenimiento de un nivel de mayor humedad, cuya consecuencia sería la presencia de una banda de disolución en el contacto de los escarpes con el fondo del valle, agrandada allí donde los cursos afluentes drenaran a los colectores principales (generándose “abrigos de cascada”) o donde coincidiera con la salida al exterior de algún conducto endokárstico. Esto explicaría la extensión longitudinal que llegan a alcanzar, así como la uniformidad altitudinal de los escarpes y cejos respecto al fondo del valle. En suma, los abrigos o balmas parecen ser testigos de períodos de estabilización de los cursos de agua, mientras que los escarpes serían la consecuencia de fases de incisión lineal (TANARRO, 1996). Sigue resultando complicado averiguar si, una vez que estos abrigos fueron quedando progresivamente colgados a medida que los ríos excavaban sus respectivos cañones, la formación de taludes coluviales o la presencia de repisas pudo favorecer su conservación o incluso provocar la continuación de su desarrollo o la creación de niveles nuevos.



Foto IV.18. Balma de gran desarrollo lateral en las Hoces del Duratón



Foto IV.19. Detalle de un abrigo modelado justo por debajo de la confluencia de un barranco



Foto IV.20. Balma funcional en las Hoces del Duratón



Foto IV.21. Espectacular balma funcional en el cañón de Casla

IV.1.5. LOS PROCESOS MECÁNICOS Y GRAVITACIONALES EN LOS ESCARPES: TALUDES DE DERRUBIOS Y DESPRENDIMIENTOS

A medida que los ríos profundizan en su *talweg*, las paredes o escarpes de los cañones u hoces quedan progresivamente expuestas a los procesos de modelado, en especial a los procesos mecánicos de meteorización y a las dinámicas gravitatorias. La mayor o menor eficacia de éstos sobre los escarpes está estrechamente ligada con las condiciones climáticas imperantes en cada momento, con las propias características estructurales de la litología calcárea (planos de estratificación, red de diaclasas o de pequeñas fracturas), y finalmente con la propia karstificación, que genera un conjunto de oquedades de diverso tamaño que en definitiva constituyen puntos de debilidad a partir de las cuales progresa la meteorización.

En un ambiente climático apropiado, especialmente cuando está marcado por el frío y registra de forma reiterada ciclos de hielo-deshielo, se activan los procesos mecánicos que atacan eficazmente las líneas de debilidad del roquedo dolomítico. Así, durante los periodos fríos del Cuaternario, la crioclastia o gelifracción provocaría la fragmentación y desagregación del material aflorante en los escarpes de los cañones, liberando fragmentos o clastos que caerían por gravedad, acumulándose al pie de los mismos. No obstante, la mayor o menor efectividad de la crioclastia, controlada o influida por unas condiciones climáticas más o menos extremas, ha propiciado la producción de derrubios de diferentes tamaños, desde pequeños fragmentos que tapizan diferencialmente las laderas, generando taludes de derrubios, hasta bloques de enormes dimensiones, relacionados con fenómenos de desprendimiento de paneles rocosos.

Según se señaló, en las vertientes de los cañones u hoces se aprecia actualmente cómo los grandes bloques suelen descansar sobre los taludes de derrubios, de modo que puede interpretarse que la producción de derrubios de pequeñas dimensiones -y, en definitiva, el modelado de los taludes detríticos- se desarrolló con anterioridad a los desprendimientos.

IV.1.5.1. Los taludes de las hoces y cañones

Los taludes constituyen, junto a los escarpes, el otro gran elemento morfológico de las vertientes de los cañones u hoces y, al igual que éstos, se muestran como una forma de relieve bastante generalizada, si bien las dimensiones que alcanzan así como su posición en el conjunto del perfil de la ladera es variable y diversa. Como ya se ha indicado, el desarrollo de los taludes está estrechamente ligado con el ataque meteórico a los escarpes, siendo la gelifracción el principal proceso que produce la fragmentación del material de éstos; los productos o clastos liberados por ella caen por gravedad, acumulándose en su base y dando lugar a la formación de taludes coluviales. Por tanto, el crecimiento y desarrollo de estos taludes depende del mayor o menor grado de deterioro de los escarpes, el cual depende a su

vez del tipo de roquedo y de las condiciones climáticas. Como es conocido, a lo largo del Cuaternario han alternado fases climáticas, siendo en los periodos más fríos en los que la gelifracción ha ocasionado una más eficaz fragmentación y degradación de los escarpes y el consiguiente desarrollo de taludes de derrubios. Este proceso ha actuado además diferencialmente sobre las diferentes litologías donde se abren los valles de este tipo (lo que ha permitido la presencia de hoces o cañones estrechos, modelados sobre dolomías masivas, la de cañones abiertos, excavados sobre la alternancia de dolomías y margas, y la de cañones con fondo amplio, modelados en las unidades detríticas del cretácico). Igualmente su acción es diferente según la orientación y el significado topoclimático de las laderas, dando lugar a un ataque más rápido o atenuado en una u otra vertiente. El resultado es el modelado de varios tipos de taludes, reconocibles en el conjunto de los cañones u hoces.

IV.1.5.1.1. Los taludes reglados descubiertos sobre roquedo dolomítico

A lo largo de la descripción de los cañones se ha aludido con relativa frecuencia a la presencia en las laderas de áreas regularmente inclinadas unos 30° y labradas en la propia roca *in situ*. Estos taludes rocosos, accidentados localmente por escalones inferiores al metro, parecen ser el resultado de una intensa degradación de los escarpes llevada a cabo por los procesos mecánicos de meteorización y las acciones gravitatorias. En su superficie afloran las dolomías cretácicas, sobre las que tan sólo se encuentra un canturreal laxo y suelto que apenas sustenta un exiguo recubrimiento vegetal. Este tipo de taludes suele desarrollarse en la parte media y superior de las vertientes y aparecen indistintamente en casi todos los cañones, en especial en las Hoces del Duratón, en el cañón de Castroserna de Abajo y en la hoz de la Presa del Barrio. En ocasiones pueden prolongarse a lo largo de todo el perfil de la vertiente, como ocurre en un pequeño tramo en el mencionado cañón de Castroserna, junto al meandro de la ermita Virgen de los Remedios.

Pero el aspecto más significativo de estos taludes rocosos descubiertos es que casi siempre aparecen en las laderas de la margen derecha, lo cual lleva a pensar que su origen y modelado está relacionado con condicionamientos topoclimáticos. En efecto, en estas laderas orientadas al S o al W, y por tanto a solana, debieron darse durante los periodos de intenso frío del Cuaternario, ciclos de hielo-deshielo prácticamente diarios pero no tan fuertes como para producir una intensa fragmentación, al tiempo que la humedad aportada por la fusión diurna del hielo podría provocar una disolución y corrosión generalizada. Además, dada la mayor insolación recibida en estas laderas y la práctica ausencia de productos finos, la vegetación apenas ha podido arraigar y ejercer su acción estabilizadora.

IV.1.5.1.2. Los taludes y conos reglados de derrubios

Los taludes de derrubios de gravedad son los más frecuentes y los que ocupan una mayor extensión en las laderas de las hoces o cañones estrechos. Su génesis es consecuencia del ataque mecánico a las paredes o cornisas modeladas sobre las dolomías masivas durante los periodos más fríos del Cuaternario, en los cuales la acción de la crioclastia sería muy eficaz produciendo el cuarteamiento de la roca y la liberación de clastos o fragmentos, que por la acción de la gravedad caerían, tendiendo a acumularse al pie de los escarpes. Esta dinámica combinada de gelifracción y “caída libre” ha dado lugar a la formación de taludes de derrubios de perfil rectilíneo y con pendientes regulares del orden de 25-35°. El desarrollo y la extensión de estos taludes está, por tanto, en estrecha relación con la importancia del retroceso sufrido por los escarpes y con el desnivel inicial de los mismos, pues cuanto mayor es éste tanto mayor es su capacidad -si las condiciones climáticas son propicias- para ser área fuente de material coluvial. Del mismo modo, aquellas partes de los cantiles que por razones estructurales presentan una mayor concentración de diaclasas o fracturas constituyen ámbitos explotados de forma particularmente eficaz por la acción del hielo-deshielo, produciéndose en ellos una degradación diferencialmente más marcada de los escarpes y un más activo desarrollo de los conos y taludes de gravedad.

Teniendo en cuenta su situación o ubicación, sus dimensiones y su relación con los cantiles dominantes es posible diferenciar (a) taludes basales de corto desarrollo (b) taludes estrechos entre escarpes y (c) taludes ampliamente desarrollados y bien regularizados.

a) Taludes basales de corto desarrollo.- Como su nombre indica, ocupan sólo la parte más baja de las vertientes y por lo general enlazan con el fondo aluvial de los valles. Están representados en todos los cañones u hoces estudiados, pero alcanzan su mejor expresión morfológica en las Hoces del Duratón, sobre todo en el tramo Sepúlveda-Villar de Sobrepeña (ladera derecha que forman los meandros de El Parral, Ventoseros y Valdemuelas). Se trata de taludes de derrubios cortos, de perfil rectilíneo y con pendiente en torno a los 25-32°, localizados al pie de fuertes escarpes y cuya anchura no suele superar los 50 m.

b) Taludes estrechos situados entre escarpes.- Son los más numerosos y reiterados en la mayor parte de las vertientes de las hoces. Aparecen, como es lógico, en las laderas caracterizadas por la sucesión de varios cantiles, generalmente de potencia media (entre 5 y 50 m), a los pies de cada uno de los cuales suele desarrollarse y extenderse lateralmente uno de estos taludes de derrubios estrechos y reglados, con un perfil sin irregularidades o rupturas y con pendientes que oscilan entre los 15 y los 20°. El número y la extensión de éstos es variable, pudiendo sucederse en el perfil de algún tramo de vertiente hasta cuatro o cinco. Esto no ocurre a lo largo de tramos muy largos, pues lo normal es que la dinámica

fluvial, al zapar alguna de las márgenes haya reducido el número de escarpes y, por tanto, el número de taludes. También es frecuente que la erosión de algún escalón intermedio favorezca el enlace de dos o más taludes, ampliándose de este modo su desarrollo vertical.

c) Taludes ampliamente desarrollados y bien regularizados.- A diferencia de lo que ocurre con los taludes basales, donde un fuerte escarpe que ocupa la parte media y culminante de la ladera domina a un talud relativamente corto que enlaza con el fondo del valle, estos grandes taludes coluviales se caracterizan por ocupar casi toda la ladera dejando reducido el cantil sólo a la franja más alta de la misma. Los mejores ejemplos pueden encontrarse en las Hoces del Duratón, sobre todo en su tramo final (justo en ambas márgenes de la cola del embalse de Burgomillodo); también pueden observarse en algún sector de las hoces de la Presa del Barrio o del Caslilla. En todos estos casos un escarpe de tamaño moderado precede a un extenso talud de derrubios, que se prolonga ampliamente hasta enlazar con el fondo aluvial de los valles. Así, por ejemplo, los taludes del embalse de Burgomillodo -que son los más amplios y desarrollados dentro de las Hoces del Duratón- alcanzan un desarrollo vertical de 150-190 m en la ladera derecha y de 50-70 m en la izquierda, oscilando su pendiente entre los 25 y los 30°.

Un caso particular dentro de este tipo de taludes de derrubios se encuentra en las vertientes del meandro abandonado que se localiza en la proximidades de Sepúlveda. Desde el momento en que el río Duratón dejó de circular por este tramo de su valle, lo cual -dada la altura de su fondo abandonado respecto al lecho actual (+12-15 m)- debió producirse en tiempos relativamente recientes, las laderas vieron sustancialmente modificada su dinámica, evolucionando bajo el control de las condiciones climáticas sin ningún agente de evacuación disponible para evacuar los productos de la meteorización. Así, en los periodos más fríos la gelifración y la “caída libre” funcionaron libremente y sin la influencia de la morfodinámica fluvial de modo que los escapes pronto quedaron reducidos a cornisas culminantes de pequeño tamaño y bajo ellas se acumularon los coluviones derivados de su fragmentación, modelándose extensos taludes de gravedad que se conservan hasta el presente.

Lo mismo se puede decir de las laderas de los valles autóctonos que surcan los macizos calcáreos de Sepúlveda y de Prádena y que drenan a los valles principales. Dichas laderas se modelaron en condiciones análogas y de forma similar a las del meandro abandonado, ya que se trata de valles secos o recorridos esporádicamente por cursos de escaso caudal. En ellas los procesos de meteorización y dinámica de vertientes relacionados con el frío pudieron también trabajar con intensidad en ausencia de mecanismos eficaces de evacuación o de inestabilización basal, lo que se ha traducido en el desarrollo de taludes de derrubios continuos que ocupan prácticamente todo el perfil de las laderas.

Foto IV.22. Talud reglado descubierto, labrado prácticamente en la roca in situ en el cañón de Castroserna de Abajo



Foto IV.23. Talud basal que enlaza con el fondo aluvial



Foto IV.24. Taludes estrechos separados por pequeños escarpes ocupan la parte superior de la ladera



Foto IV.25. Taludes de derrubios ampliamente desarrollados en el meandro abandonado

En los cañones u hoces por donde se mantiene la circulación fluvial estas vertientes regularizadas (es decir, mayoritariamente transformadas en taludes detríticos) son poco frecuentes, apareciendo tan solo en el cañón de Castroserna de Abajo. En este cañón -como ya se explicó- los indicados taludes se desarrollan sólo en la ladera de la margen izquierda, en orientación E y a favor de la estructura tectónica, y se observa en algunos cortes cómo en ocasiones los coluviones llegan a fosilizar niveles sedimentarios de claro origen fluvial. Estas observaciones llevan a la conclusión de que el desarrollo de estas vertientes regularizadas y la estabilización de su perfil se debe a las facilidades topoclimáticas y estructurales y, sobre todo, a un ligero desplazamiento del río San Juan hacia la derecha de su trazado.

IV.1.5.1.3. Los taludes cóncavos sobre margas, arcillas y arenas cretácicas

Bajo esta denominación se engloban todos aquellos taludes que están modelados sobre afloramientos de litologías más deleznales o que tienen algún componente más deleznable, lo cual tiene como consecuencia que su desarrollo geomorfológico no resulte sólo de la actividad de la gelifracción y la dinámica gravitatoria libre, sino que se encuentre influida por otros procesos, como la soliflucción, propios de materiales blandos. Este tipo de taludes es propio de las denominadas “hoces o cañones abiertos”, excavados sobre el complejo dolomítico-margoso y en los tramos de los cañones u hoces mixtos, abiertos sobre varios ámbitos morfolitológicos (en este caso sobre el complejo arenoso-silíceo y el complejo dolomítico-masivo).

La morfología original de estas formas de ladera se encuentra además retocado apreciablemente por la intervención humana. La intensa utilización y aprovechamiento del territorio con la finalidad de aumentar la superficie cultivable tuvo como consecuencia la construcción de bancales sobre estos taludes de pendiente moderada y sobre los fondos planos de los valles secundarios afluentes a los cañones principales. Dichos bancales reforzados por pequeños muros de “piedra seca” constituyen escalones que rompen la uniformidad o el perfil topográfico natural de las laderas modeladas en los complejos morfolitológicos indicados. No obstante, en la actualidad se encuentran en un estado avanzado de abandono y degradación, cuya manifestación más clara es la ruptura parcial de los indicados muros. Algunos buenos ejemplos de laderas abancaladas pueden observarse en las cercanías de los núcleos de población; por ejemplo, en el entorno del camino que desciende desde el Villar de Sobrepeña hasta el fondo de la hoz del Duratón, en los alrededores de Sepúlveda y en el frente del monoclinual de Sepúlveda.

IV.1.5.1.3.1. Taludes modelados sobre materiales calizo-margosos del Cretácico

La mayor parte de las vertientes de los cañones abiertos muestran -como ya se ha explicado al analizarlos- un talud regularizado cuyo perfil se caracteriza por la existencia de una convexidad superior, de uno 15°, un tramo rectilíneo central y mayoritario, cuya pendiente se mantiene en torno a los 10°, y una pequeña concavidad basal, con una inclinación ya inferior a los 5°, que enlaza con el amplio fondo de valle (así puede verse en las hoces abiertas de Castrosena de Arriba o de Aldealcorvo). No obstante, también con bastante frecuencia este enlace basal conecta con los rellanos estructurales característicos de algunos tramos de hoz mixta, como ocurre en las Hoces del Duratón en las inmediaciones del Villar de Sobrepeña o en la Hoz-Combe del Caslilla en su tramo inicial.

El perfil descrito sólo es alterado ocasionalmente por pequeños escalones rocosos, que resultan de un modelado diferencial sobre los dos componentes del conjunto litológico: los niveles dolomíticos, más sensibles a la fragmentación y la caída de derrubios, y los lechos margosos, más propensos a los fenómenos de flujo. En condiciones de mayor humedad las margas -dada su capacidad de absorción de agua- adquirirían una gran plasticidad y capacidad de flujo, de modo que los clastos dolomíticos quedarían embalados en la masa margosa saturada y se desplazarían junto con ellas en un movimiento del tipo de la soliflucción laminar, extendiendo un manto detrítico y modelando las laderas regularizadas que caracterizan a este tipo de valles.

IV.1.5.1.3.2. Taludes modelados sobre materiales arenosos silíceos de la base del Cretácico

Estas formas de vertiente se modelan cuando los ríos, al excavar, alcanzan en algún tramo de sus hoces los materiales detríticos de la base del Cretácico, los cuales -cuando esto ocurre- afloran en el segmento inferior de las vertientes, normalmente culminadas por bancos de dolomías masivas. Esta conjunción o superposición de ambas litologías aparece bien representada en el tramo final del río Caslilla (dentro de la denominada Hoz-Combe de Sepúlveda) y en las Hoces del Duratón, particularmente en el tramo de valle situado entre Sepúlveda y Villar de Sobrepeña (formando las laderas del frente de cuesta asociado al monoclinal de Sepúlveda), así como en el tramo final de éstas (justo en el embalse de Burgomillodo) y en el arroyo del Barranco, que confluye en él.

En todos los lugares indicados las laderas presentan un tramo superior culminado por un fuerte escarpe, bajo el cual se desarrolla un talud de derrubios de gravedad (que en algún caso se extiende prácticamente desde el arranque de la vertiente, sin que exista cantil dominante). Sin solución de continuidad, este talud de derrubios, de perfil rectilíneo y con una inclinación entre los 25-30°, se prolonga o enlaza en el tercio inferior de la ladera con otro modelado ya sobre el complejo arenoso-silíceo que conecta con el fondo del valle. Esta conexión basal se efectúa en el valle del Caslilla a través de un amplio plano cóncavo,

mientras que en el tramo señalado de las Hoces del Duratón (Sepúlveda-Villar de Sobrepeña) el talud se interrumpe bruscamente al alcanzar la alineación de las barras estructurales o “picozos”, anteriormente descritos.

En todo caso, la génesis de estos taludes deriva de la combinación de diversos procesos. La gelifracción, que es el proceso dominante en los escarpes culminantes de la ladera, proporciona los coluviones que -tras conformar el talud de derrubios superior- se acumulan sobre los materiales detríticos finos del Cretácico inferior y llegan a mezclarse con ellos. La solifluxión laminar o la arroyada difusa, por su parte, desplazan la masa así constituida pendiente abajo. De hecho, en estos sectores de las vertientes pueden observarse -como ya se ha explicado- pequeños deslizamientos o coladas, con sus cicatrices de despegue, que movilizan moderadas cantidades de material.

Una variación del perfil de estos taludes se registra cuando el río Duratón ha desmantelado en algún trecho la continuidad de las crestas o “picozos” (como ocurre en la margen izquierda de los meandros de la ermita de San Julián o del Puente de Talcano) y llega a erosionar directamente estos materiales detríticos. Entonces se cambia la forma de las laderas tanto en planta como en perfil, pasando a tener una cabecera semicircular cóncava, de la que arranca una vertiente también cóncava de fuerte pendiente. Estas características morfográficas parecen estar en relación con un particularmente eficaz arrastre del material deleznable del complejo arenoso-silíceo efectuado bien por arroyada difusa o “lavado” bien por movimientos en masa (sobre todo por deslizamientos), procesos activados por la profundización y la zapa lateral continuada del río Duratón; se trataría en definitiva de laderas con perfiles típicos de “pendientes de lavado” (TROECH, 1965 - tomado en BLOOM, 1982-). Además, en el meandro de Talcano, la parte basal de la ladera se hace más abrupta debido al afloramiento local de los gneises del zócalo, muy alterados pero más resistentes que las formaciones areno-arcillosas circundantes.

IV.1.5.2. El modelado de detalle de los taludes

A diferencia de los escarpes, caracterizados por una muy notable riqueza morfológica, los taludes no muestran una gran diversidad de modelados. Éstos se reducen a huellas puntuales de desplazamientos en masa, a canalillos o surcos de arroyada y a retoques introducidos por la intervención humana.

IV.1.5.2.1. Los desplazamientos en masa sobre los taludes de las hoces

Muy local y esporádicamente se observan en los taludes formas derivadas de movimientos en masa, las cuales tienen su máxima frecuencia en los tramos de éstos donde se produce la transición entre los materiales dolomíticos y los materiales detríticos silíceos del tramo

inferior del Cretácico. Se trata de pequeños deslizamientos de tipo rotacional, muy superficiales y de corto recorrido, que pueden observarse sobre todo en la ladera de la margen izquierda del Caslilla, frente a la localidad de Sepúlveda, y en la confluencia del arroyo del Barranco con las Hoces del Duratón, en el tramo final de éstas.

En la ladera izquierda de la hoz-combe del Caslilla, orientada al N y colonizada por un bosque de quejigos, se localiza un modesto deslizamiento rotacional justo por debajo del “mirador de Ignacio Zuloaga” y de la carretera que da acceso a Sepúlveda desde Segovia (CALONGE CANO y DÍEZ HERRERO, 2002). La cabecera presenta un radio de unos 15 m, mientras que la lengua tiene una longitud de algo más de 100 m y una anchura de unos 20 m, aunque el desplazamiento horizontal de la masa de tierras desde la cicatriz de arranque apenas supera los 6 metros; ello supone un área total removida próxima a los 2.700 m².



Foto IV.26. Deslizamiento rotacional en el talud de derrubios.



Foto IV.27. Detalle del deslizamiento rotacional en el arroyo del Barranco.

Por su parte, en la confluencia del arroyo del Barranco con el Duratón, a la altura del embalse de Burgomillodo, pueden diferenciarse tres deslizamientos muy próximos y paralelos entre sí cuyas características son análogas a las del que se acaba de describir junto a Sepúlveda. Se desarrollan concretamente en el talud de la margen izquierda del citado arroyo y afectan a materiales del complejo detrítico-silíceo y en ellos el desplazamiento de tierras es reducido, oscilando entre los 6 y 10 m. Presentan pequeñas cabeceras semicirculares, de unos 30-45 m de diámetro, con las cicatrices del arranque o despegue todavía nítidas; a partir de éstas se prolongan pequeñas lenguas que incluyen la masa de material desplazada, cuyas longitudes oscilan entre los 100-110 m (en los dos mayores) y los 70 m (en el más pequeño) y cuya anchura puede variar entre los 15 m y los 30 m, afectando

a áreas que van desde los 1.380 hasta los 3.000 m². La proximidad de la parte superior de las lenguas a sus respectivas cicatrices de despegue indicaría en general deslizamientos leves y superficiales, que podrían estar facilitados, además de las características propicias del material, por el progresivo encajamiento del arroyo y por el hecho de que este área acoge una importante humedad de origen freático (justo por encima de los deslizamientos se localiza el único depósito tobáceo encontrando en las Hoces del Duratón).

Asimismo, la reciente construcción de un túnel bajo el núcleo urbano de Sepúlveda ha inestabilizado localmente las laderas de la margen izquierda del Caslilla, produciéndose localmente pequeños deslizamientos, como el ocurrido en el año 2005 en la intersección de las carreteras del Villar de Sobrepeña y Sepúlveda.

IV.1.5.2.2. La acción de la arroyada sobre los taludes de las hoces: cárcavas y regueros

La escorrentía superficial, a través tanto de la arroyada concentrada como de la difusa, ha actuado -y está actuando- con cierta eficacia sobre las laderas constituidas por litologías deleznales, en especial sobre aquéllas en las que afloran los materiales detríticos que componen el tramo inferior del Cretácico así como sobre los niveles margosos de la formación “dolomías y margas de Valle de Tabladillo”, que forman el techo de este sistema estratigráfico.

La acción de la arroyada difusa se manifiesta básicamente en un lavado superficial de las partículas más finas, el resultado del cual es la presencia de tramos de ladera recubiertos por cantos o partículas que están fuera de la competencia de esta modalidad de flujo no concentrado; en estos tramos la superficie aparece tapizada a modo de un empedrado y además la vegetación es escasa. Sin embargo, este tipo de modelado no afecta a grandes extensiones ni presenta una gran eficacia dentro de las hoces analizadas.

Mayor importancia y trascendencia geomorfológica tiene la acción de la arroyada concentrada, que ha modelado regueros y cárcavas sobre los indicados materiales deleznales. Estos “surcos”, que son más frecuentes sobre el complejo dolomítico-margoso probablemente por la mayor extensión de afloramiento de éste en las laderas de los tramos de valle en hoz, accidentan las laderas presentándose como incisiones de profundidad variable y casi siempre paralelas entre sí; no llegan por tanto a formar redes dendríticas más o menos complejas, sino que constituyen conjuntos de regueros longitudinales separados por agudos interfluvios. Algunos buenos ejemplos, ya citados al describir los valles, pueden observarse en la ladera de la margen derecha de la hoz abierta de Aldealcorvo, en el tramo inicial de la hoz-combe del Caslilla, en la margen derecha de la hoz abierta de Castroserna de Arriba y finalmente en la margen izquierda de la hoz abierta de San Miguel de Neguera (donde las cárcavas están parcialmente fosilizadas por las arenas eólicas de la Tierra de Pinares). En ocasiones la

incisión progresiva y continuada sobre el fondo de estas cárcavas o regueros puede llegar a abrir verdaderos barrancos, profundos y con perfiles típicos en “V”. Así, algunos barrancos de cierta entidad se han desarrollado en la margen derecha del valle del San Juan antes de confluir con el río Duratón y también se observan buenos ejemplos al norte del Villar de Sobrepeña. El material movilizado por el funcionamiento de estas cárcavas y sobre todo de los barrancos se acumula a la salida de los mismos formando importantes conos de detríticos, que descansan sobre el llano aluvial de los ríos.

Las incisiones sobre los materiales detríticos silíceos son más puntuales y presentan un desarrollo longitudinal y vertical más reducido, apareciendo básicamente a lo largo del núcleo del pliegue en rodilla de Sepúlveda, sobre la margen izquierda del Duratón y del Caslilla.

IV.1.5.2.3. La impronta de la acción humana sobre los taludes de gravedad

La impronta humana sobre las vertientes de las hoces está en relación con el aprovechamiento al máximo del territorio para aumentar la superficie cultivable mediante la construcción de banales. Estos se encuentran especialmente en los taludes modelados sobre materiales calizo-margosos y sobre materiales detríticos del cretácico inferior, que tienen una pendiente algo menor, y constituyen pequeños escalones que rompen la uniformidad, accidentando el perfil rectilíneo original. Fueron construidos a mediados de siglo pasado en todos los sectores de ladera que lo permitían y se encuentran en la actualidad en avanzado estado de degradación, que se materializa en la ruina parcial de sus muros. Como es lógico, su más amplio desarrollo corresponde básicamente a las laderas situadas en las proximidades de los pueblos; así, algunos buenos ejemplos de laderas abancaadas pueden observarse en el camino que desciende desde el Villar de Sobrepeña hasta el fondo de la hoz del Duratón y en los alrededores de Sepúlveda, concretamente en el talud que forma el frente del monoclinall del mismo nombre.

IV.1.5.3. Los desprendimientos

Uno de los fenómenos más espectaculares que pueden contemplarse en el conjunto de los cañones estudiados, especialmente en las Hoces del Duratón, es la presencia de voluminosos bloques aislados o, más frecuentemente, de acumulaciones caóticas de grandes bloques que descansan en la mayor parte de los casos sobre algunos tramos de los taludes de derrubios (aunque algunos pueden aparecer alojados en el propio lecho de los ríos). La presencia de estos enormes fragmentos rocosos está relacionada de forma evidente con procesos de desprendimiento (derrumbe o vuelco) de paneles provenientes de las paredes o escarpes de las hoces.

En los tratados de Geomorfología, los desprendimientos propiamente dichos o derrumbes se definen como caídas más o menos libres y extremadamente rápidas de grandes volúmenes de roca en forma de bloques aislados a partir de vertientes muy escarpadas (acantilados, escarpes, paredes, cornisas, cantiles, etc). La presencia de planos de discontinuidad preexistentes (fracturas, diaclasas, planos de estratificación, grietas de tracción, etc) posibilitan la separación de estos bloques de roca, cuyo desprendimiento comprende un descenso inicial por el aire en caída libre hasta alcanzar la parte baja o la base de la ladera y un desplazamiento posterior al impacto, rodando y rebotando sobre ellas hasta que la roca desprendida -que puede haberse fragmentado durante el indicado desplazamiento- se detiene y estabiliza. Reciben, por su parte, el nombre de vuelcos o desplomes los desprendimientos favorecidos por planos de discontinuidad verticales en los que la carga es transferida a la base, normalmente estrecha, del panel rocoso separado del escarpe; en este caso la caída consiste en un movimiento de rotación hacia delante o hacia el exterior (*toppling*), actuando la base del bloque como de eje pivotante sobre el que se produce la rotación y la consiguiente caída o desplome (COROMINAS, 1989; FLAGEOLLET y WEBER, 1997; DIKAU *et al.*, 1997; HUTCHINSON, 1988).

Conforme a estas definiciones, los cañones u hoces en general y los de la cuenca del Duratón en particular, al presentar paredes en muchos casos de gran desnivel y sumamente verticales, constituyen ámbitos muy favorables para la ocurrencia de este tipo de procesos de dinámica de vertientes. Como se ha señalado al describir estos valles, las huellas morfológicas de los desprendimientos están presentes en todos los cañones u hoces estudiados, pero es sin duda en las Hoces del Duratón donde alcanzan una mayor relevancia, continuidad y frecuencia, debido a las mayores dimensiones de este valle y la presencia en él de escarpes o paredes más desarrolladas. En estas Hoces se ha realizado un estudio estadístico preeliminar, cuyos resultados se pueden extrapolar al resto, cuyo objetivo son definir y analizar las localizaciones favorables a los desprendimientos, es decir las áreas con un riesgo mayor de ser afectadas por este proceso, y dar cuenta en la medida de lo posible de las modalidades y de las posibles causas de los mismos.

IV.1.5.3.1. La localización y la magnitud de los desprendimientos

Desde el punto de vista operativo, la mecánica para realizar este estudio ha consistido en la elaboración de un inventario y en el levantamiento de una cartografía, donde se ha intentado registrar la localización y la magnitud de todos y cada uno de los desprendimientos. Para ello, además de un detallado trabajo de campo, se ha contado con las ortofotos del Ministerio de Hacienda, a escala 1: 5.000, y de la Junta de Castilla y León, a escala 1:10.000. Sobre estas imágenes fotográficas georreferenciadas se han registrado y marcado los siguientes parámetros:

a) *La localización del posible punto o área de origen de cada uno de los desprendimientos*, tarea no exenta de dificultad ya que la presencia de abundantes bloques de gran tamaño sobre un talud puede deberse tanto a un único desprendimiento que afecta a buena parte de la pared como a varios producidos en diferentes puntos de ella. Una vez localizado este probable punto de origen, se ha especificado: la ladera del valle (izquierda o derecha) donde se ubica; su relación con el buzamiento tectónico (a favor o en contra); y la orientación del área o tramo en que se encuadra.

b) *El área ocupada por cada desprendimiento*, mediante la delimitación aproximada del contorno de los bloques acumulados sobre el talud de derrubios o sobre el fondo aluvial, de modo que se puede tener una idea aproximada de la importancia o magnitud de cada evento en función del material movilizado, teniendo en cuenta que muchos desprendimientos tan solo afectan a un bloque de dimensiones variables, mientras que otros suponen la caída simultánea de un mayor número de bloques. Asimismo, a partir de la amplitud espacial del recubrimiento de material rocoso desprendido sobre el talud o fondo del valle puede establecerse una clasificación de cada desprendimiento.

c) *La diferenciación de los desprendimientos recientes de los más antiguos*, ya que, aunque la caída de grandes paneles rocosos puede considerarse un proceso actual, es posible distinguir los que se han producido en los últimos años y los que se produjeron con anterioridad. Los más recientes se pueden identificar gracias al color de las paredes o escarpes en su área de origen: ocre, producto de la actuación sobre el roquedo dolomítico de procesos de oxidación. Asimismo, la continuidad lateral de los escarpes se encuentra con frecuencia bruscamente interrumpida como consecuencia de los desprendimientos, dejando cicatrices o huellas pertenecientes a la masa de rocas desprendidas; cuando hace poco del desprendimiento, estas cicatrices presentan unas tonalidades blancas, correspondientes al color natural de la propia roca, mientras que con el paso del tiempo de forma paulatina adquieren un color ocre cada vez más intenso.

La elaboración estadística y la interpretación de los datos obtenidos permite concluir que una mayoría (el 65,6%) de los 288 desprendimientos contabilizados se localizan en orientaciones de componente Sur, siendo la dirección media 170°S. Concretamente el 34,4% de ellos presentan una orientación Sur, el 18,7% se orientan al Suroeste y el 12,5% al Sureste; también el 11,8% se ubican en escarpes orientados al Este. Asimismo, el 71,6% se han producido en la ladera derecha de las hoces, que suele ser en general coincidente con la

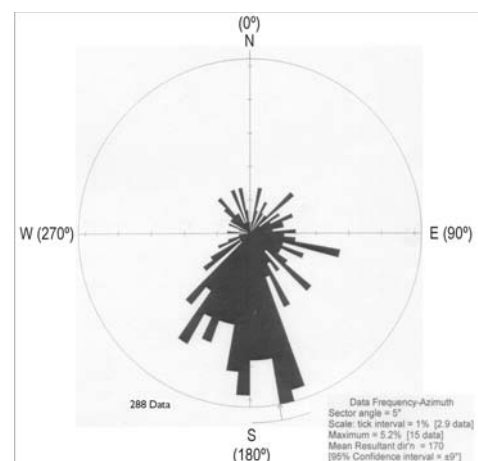


Fig. IV.4 Orientación de los desprendimientos

inclinación estructural de los estratos dolomíticos: en efecto, el 80% de los desprendimientos se sitúan en una posición concordante con el buzamiento de las series carbonatadas cretácicas, lo cual parece en consecuencia un factor prioritario en el desencadenamiento de este tipo de dinámica de vertientes.

Orientación	Desprendimientos		Localización		Buzamiento estructura		Edad	
	Número	%	Ladera izda	Ladera dcha	Favorable	Contrario	Antiguo	Reciente
Norte (0-22.5° y 337.5-360°)	18	6,2	17	1	1	17	16	2
Noreste (22.5-67.5°)	20	6,9	18	2	2	18	18	2
Este (67.5-112.5°)	34	11,8	10	24	25	9	32	2
Sureste (112.5-157.5°)	36	12,5	8	28	31	5	36	0
Sur (157.5-202.5°)	99	34,4	14	85	99	0	99	0
Suroeste (202.5-247.5°)	54	18,7	3	51	53	1	53	1
Oeste (247.5-292.5°)	9	3,1	1	8	7	2	9	0
Noroeste (292.5-337.5°)	18	6,2	11	7	15	3	17	1
Total	288	100	82 (28,4%)	206 (71,6%)	233 (80,9%)	55 (19,1%)	280 (97,2%)	8 (2,8%)

Tabla IV.1. Resultados del análisis estadístico de los desprendimientos en las Hoces del Duratón

Aunque los desprendimientos aparecen a lo largo de todo el conjunto de las Hoces, se concentran preferentemente en tres áreas: el tramo próximo al núcleo de población del Villar de Sobrepeña, el sector situado entre el Monasterio de la Hoz y la Ermita de San Frutos y el tramo inmediatamente anterior al puente de Villaseca. En ellas no sólo el número de desprendimientos es mayor sino también la magnitud de los mismos, de modo que el material derrumbado que descansa sobre el talud de derrubios o sobre el fondo aluvial ocupa por lo general un área superior a los 1.000 m². Así, por ejemplo, en el primero de los tramos indicados los bloques recubren en su práctica totalidad el talud de derrubios.

Por otra parte, la presencia de cicatrices de desprendimientos recientes en las paredes pone en evidencia que se trata de un proceso que mantiene una cierta funcionalidad actualmente. En concreto, se han podido reconocer a lo largo de las Hoces ocho desprendimientos relativamente recientes cuyas áreas de origen aun conservan el color claro natural de las rocas dolomíticas, sin apenas oxidación ni pátina. La mitad de los mismos se concentran en el tramo final de la Hoz, entre el Monasterio de la Hoz y el embalse del Burgomillodo. En este sector se registraron a lo largo del año 1999 tres importantes desprendimientos: el desplome de un pináculo en el Monasterio de la Hoz, el vuelco de una columna de roca junto a la ermita de Santa Engracia y la caída de un panel dolomítico en la ladera izquierda a la entrada del embalse. Es de destacar además el desprendimiento ocurrido unos años antes en el meandro anterior a la Ermita de San Frutos (paraje de Pillares-El Batán), que movilizó varios miles de toneladas de rocas, formando un impresionante cono de derrubios (DÍEZ HERRERO *et al.*, 1996).



Fig. IV.5. Desprendimiento en el paraje de Pillares-El Batán

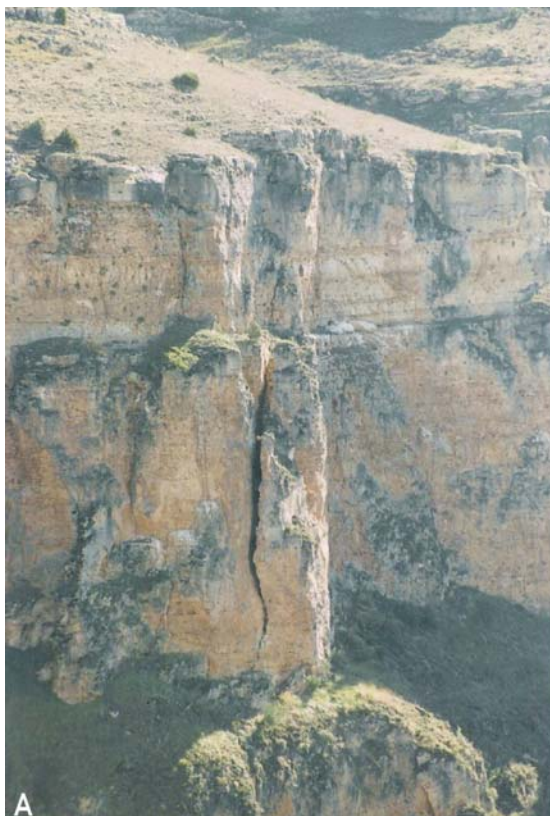


Foto IV.28. Vuelco de una columna de roca junto a la Ermita de Santa Engracia. A: Octubre 1998; B: Marzo 1999



Foto IV.29. Detalle del Monasterio de la Hoz, donde se aprecian varios pináculos (octubre, 1998).

Foto IV.30. Desplome del pináculo mas externo sobre el recinto interno del Monasterio de la Hoz (marzo de 1999)



IV.1.5.3.2. Modalidades y causas de los desprendimientos

Los desprendimientos propiamente dichos o derrumbes afectan a cualquier tramo de las paredes o escarpes siempre y cuando presenten una fuerte inclinación, prácticamente vertical, estando controlados por la actuación combinada de factores internos y externos. Los primeros corresponden a las propias características estructurales de las rocas dolomíticas, como son los planos de estratificación y la red de diaclasas, y es precisamente la intersección de estos dos planos de discontinuidad la que controla y posibilita la individualización o separación potencial de paneles o masas de roca susceptibles de desprenderse. En el macizo calcáreo de Sepúlveda, las diaclasas determinan la situación y distribución de los enclaves más favorables y constituyen vías que guían la intervención de los factores externos (ERASO *et al.*, 1980). Éstos últimos están ligados a las condiciones climáticas, siendo la acción del hielo-deshielo y la disolución kárstica (junto con algunas acciones biológica, como el crecimiento de las raíces de las plantas) los procesos principales que agrandan y ensanchan las referidas líneas o vías de debilidad estructurales, hasta que el peso sobrepasa la cohesión del roquedo y se produce el súbito desprendimiento y caída del volumen rocoso. También la dinámica fluvial, sobre todo la relacionada con el desarrollo de meandros, produce el socavamiento de la base de las paredes en la margen cóncava, lo que puede provocar el desarrollo de abrigos que dan lugar por tracción a la formación de grietas, favoreciendo el desprendimiento.

Puede decirse, pues, que la explotación por los procesos de meteorización (crioclastia y disolución, sobre todo) de los planos de discontinuidad es el motor fundamental que provoca la mayoría de los desprendimientos en el conjunto de las Hoces del Duratón y muy probablemente en el resto de los cañones. En el momento en el que el bloque o panel de roca así individualizado se desgaja, la caída final puede evolucionar de dos maneras distintas en función de la posición del volumen de roca afectado dentro del perfil vertical del escarpe:

a) Cuando el volumen de roca individualizado por la apertura meteórica de los planos de discontinuidad estructural se localiza en un sector alto de la pared, el gran bloque, tras resbalar en un momento inicial por la superficie de ruptura, se precipita por el aire sin ningún movimiento de rotación o cabeceo hasta colisionar con el talud o el fondo del valle. Si el impacto se produce sobre la acusada pendiente del primero, existe la posibilidad de que se rompa en numerosos fragmentos que, tras rebotar y rodar, se esparcen formando un pequeño cono de derrubios (como ocurrió en el desprendimiento recientemente registrado en el meandro anterior a la ermita de San Frutos), pero también es habitual en el área que el bloque al alcanzar el talud de derrubio quede en el lugar donde cae prácticamente sin desplazarse. Ello parece deberse a que -tal como se ha reconocido en otros cañones- “los bloques de grandes dimensiones ofrecen mayor superficie al rozamiento, frenándose a pesar de la inercia adquirida en la caída por

gravedad” (GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986). En cambio, si el impacto de la roca desprendida se produce sobre el fondo plano de la hoz, se registra una acumulación de bloques que quedan apoyados entre dicho fondo y la propia pared, formando un amontonamiento caótico con apariencia en ocasiones de un cono de derrubios. De hecho, en las Hoces del Duratón algunos desprendimientos que alcanzan el fondo aluvial parecen constituir la base para el desarrollo de conos detríticos, ya que la acumulación posterior de material fino y cantos rellena progresivamente los huecos del depósito inicial y confiere al conjunto una notable estabilidad, lo que permite el crecimiento de una vegetación relativamente densa.

b) Cuando el bloque afectado se sitúa en un sector inferior del escarpe o entre escarpes desdoblados de menor potencia, al producirse el desprendimiento, el bloque resbala sobre el plano de rotura y, casi sin solución de continuidad, choca con el talud de derrubios o con el fondo del valle, quedando por lo general, apoyado sobre la propia pared. En este caso no existe desplazamiento por el aire en caída libre, ya que el panel desprendido tan sólo resbala sobre el propio plano o superficie de ruptura.

Los vuelcos o desplomes (aunque este último termino suele reservarse para rocas o materiales detríticos -COROMINAS, 1989-) constituyen también un fenómeno bastante frecuente dentro de las Hoces del Duratón y del resto de los cañones estudiados. En la mayoría de los casos se trata de vuelcos simples, es decir que tan sólo afectan a un único bloque y por lo general lo que se desploma son porciones de roca que han quedado aislados, a modo de columnas, pináculos o paneles exentos, del resto de la pared debido al desarrollo o la apertura de alguna fractura, diaclasa o grieta vertical. Ésta se prolonga desde la parte superior (donde suele estar significativamente abierta) hasta las inmediaciones de la base del bloque, de modo que éste tan solo queda apoyado sobre algún elemento o accidente que rompe la verticalidad del escarpe (plano de estratificación resaltado por la erosión, repisa o cabecera del propio talud de derrubios). En las Hoces del Duratón son muy frecuentes -como se ha dicho- las pequeñas y estrechas repisas y son ellas las que en la mayor parte de los casos constituyen la base donde se apoyan paneles de roca separados de la pared a partir del desarrollo de grietas verticales. El vuelco de éstos se produce finalmente como consecuencia de la progresiva ampliación y ensanchamiento de las grietas, en lo que juegan un papel primordial los procesos ligados en especial a la alternancia de congelación-deshielo del agua que se infiltra en las grietas, pero también a la disolución kárstica. La congelación del agua, sobre todo en la parte inferior de la grieta, produce un efecto de cuña que tiende a ensanchar la separación, mientras que el propio agua de deshielo o la humedad acogida en ésta provoca una disolución que también favorece el debilitamiento de la base o pie donde se asienta el bloque; de este modo se produce la inclinación de éste hacia delante, lo que lleva consigo un desplazamiento de su centro de gravedad, hasta que de forma repentina se produce el vuelco hacia adelante teniendo como eje de giro del desplazamiento su propia base.

Finalmente, un fenómeno relacionado con la dinámica gravitatoria que está bastante extendido en las Hoces del Duratón es lo que se podría denominar desprendimiento sin caída, es decir la simple individualización o desgajamiento dentro de las paredes de un bloque de dimensiones variables. Ciertamente, las laderas de estos valles están jalonadas de numerosos bloques que, aunque separados, permanecen adosados al escarpe o apoyados en él. Por lo general son de mediano o reducido volumen y se han individualizado a partir de la ampliación y ensanchamiento de la intersección de diferentes planos de discontinuidad por los procesos de meteorización indicados anteriormente. Estos bloques apenas se movilizan o desplazan, por lo que puede decirse que no se trata de un desprendimiento en sentido estricto, ya que solo incluye el despegue y un relativamente pequeño movimiento, sin que en ningún momento exista una caída libre por el aire.

En conclusión, puede decirse que los factores internos asociados a las características estructurales del roquedo calcáreo del macizo de Sepúlveda, en concreto la intersección de los planos de estratificación y la red de diaclasas, controlan la preparación de los fragmentos o bloques de roca susceptibles de verse afectados por desprendimientos o por vuelcos. Los factores externos, ligados sobre todo a la crioclastia y a la disolución kárstica, son, por su parte, los responsables de atacar estas líneas de debilidad o discontinuidad estructural, favoreciendo en definitiva la caída de la masa de roca.

Pero junto a estos importantes factores externos, relacionados con las condiciones climáticas, hay que destacar la importancia que tiene para los desprendimientos un factor interno de carácter estructural, como es el buzamiento. Esta inclinación de las capas dolomíticas a causa de la tectónica desempeña un papel primordial no solo en la ocurrencia del fenómeno sino también en la localización del mismo. Ya se ha dicho que las series carbonatadas del Cretácico están ligeramente inclinadas hacia el S en la mayor parte del área de estudio, aunque también lo están hacia el SE y SW en los cierres periclinales de la flexión o cabalgamiento de Sepúlveda y hacia el W en el sector donde el cañón se aleja del eje de esta estructura. Y, como se desprende del análisis estadístico realizado, la mayoría de los desprendimientos se ubican en las laderas encaradas al S y SW, casi siempre a favor del buzamiento de los estratos. Algunos autores han reconocido en otros lugares este mismo hecho y han señalado que en aquellos lugares donde los escasos buzamientos coinciden con el sentido de la pendiente la caída de bloques es más constante que en las vertientes opuestas, donde son contrarias los sentidos de inclinación de las vertientes y de los estratos (GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986). En el caso de las Hoces del Duratón la influencia del buzamiento parece clara y prioritaria, aunque no faltan investigadores que relacionen la presencia mayoritaria de los desprendimientos en las vertientes enclavadas en las exposiciones S con factores climáticos, aduciendo que “la exposición Sur constituye el único lugar donde actualmente se pueden producir los cambios bruscos de temperatura, necesarios para que se produzca el desprendimiento de bloques” (ERASO *et al.*, 1980).



Foto IV.31. Modalidades de desprendimientos. A. Vista frontal del vuelco de Santa Engracia; B. Desprendimiento Pillares-El Batán, ocurrido en la parte superior de la pared, y favorecido por la intersección de planos de estratificación horizontal (1) y una grieta oblicua (2); C. Desprendimiento donde los bloques han quedado agrupados sobre el talud sin apenas movimiento y D. Acumulación de grandes bloques sobre el fondo del río

Foto IV.32. Panel rocoso que ha resbalado sobre el plano de ruptura, quedando apoyado sobre el mismo y el fondo del valle

Foto IV.33. Bloques individualizados sin apenas desplazamiento

Lo que parece claro, en todo caso, es que la dinámica geomorfológica responsable genéricamente de los desprendimientos se desarrolló bajo unas condiciones climáticas diferentes a las que propiciaron el modelado de los taludes detríticos. A diferencia de éstos, cuya génesis se debe fundamentalmente a la influencia climática, -en concreto al dominio de un clima muy favorable a una intensa crioclastia capaz de producir grandes cantidades de fragmentos angulosos, aplanados y de pequeño calibre-, los desprendimientos están notablemente influidos por las características estructurales del roquedo calcáreo (planos de estratificación, red de diaclasas y buzamiento favorable) y por la propia fuerza de la gravedad (al tratarse de grandes bloques con un elevado peso). No obstante las condiciones climáticas, ligadas en especial al hielo-deshielo -mucho más esporádico y espacialmente limitado que en la situación anterior- y a la disolución, favorecen el proceso al producir la ampliación y ensanchamiento de las fisuras, ayudando a que se desencadene el desplome o el vuelco.

Puede decirse, pues, que los climas fríos del Cuaternario han contribuido al desarrollo y a la generalización de los taludes de derrubios en las laderas de las hoces, como consecuencia de que bajo su dominio se produjo una eficaz y continuada liberación de fragmentos de pequeñas dimensiones; por el contrario, bajo las condiciones climáticas menos frías propias del clima actual se encuentra más favorecida la dinámica de desprendimiento episódico de grandes bloques.

IV.1.6. LOS MODOS DE COMBINACIÓN DE ESCARPES Y TALUDES: HACIA UNA TIPOLOGÍA DE LAS LADERAS DE LOS CAÑONES U HOCES

La descripción pormenorizada y la cartografía detallada de la morfología de las vertientes interiores de los cañones u hoces de la cuenca alta del río Duratón permite asimismo comprobar las dificultades y la complejidad que tiene realizar una clasificación o síntesis de las modalidades de combinación de los dos elementos morfológicos básicos de estas vertientes: escarpes y taludes. Esta complejidad deriva de los diferentes factores que inciden y de los diversos procesos que intervienen e interactúan en el modelado de cada uno de ellos; entre ellos destacan, como se ha señalado, la dinámica fluvial -tanto en su dimensión vertical (profundización) como horizontal (migración del lecho a una u otra orilla)-, las condiciones bioclimáticas que se han ido sucediendo desde el comienzos del Cuaternario hasta la actualidad -capaces de activar o de atenuar la acción de procesos tan decisivos como la gelifracción y la karstificación- y las condiciones topoclimáticas (exposición y orientaciones de las laderas), así como el buzamiento, la densidad de diaclasas u otros condicionamientos estructurales.

A pesar de estas dificultades se ha intentado diferenciar y clasificar los principales tipos morfológicos de las laderas presentes en el paisaje de los cañones u hoces estudiados y, asimismo, establecer si cada uno de dichos tipos se localiza siguiendo pautas preferentes y

reiteradas dentro del conjunto de los valles y en qué medida dicha ubicación guarda relación con la dinámica fluvial, con posibles causas estructurales o con factores topoclimáticos, teniendo en cuenta que estos tramos de valle cambian con bastante frecuencia de dirección y, por tanto, se modifica con gran frecuencia la orientación y la exposición de sus vertientes.

En líneas generales, la morfología de las laderas de las Hoces del Duratón y del resto de los pequeños cañones del área de estudio resulta del modo de combinación y enlace de sus dos componentes morfológicos básicos: los escarpes y los taludes. La configuración concreta, las dimensiones relativas y el grado de evolución de estos dos elementos permite, sin embargo, una gran diversidad de formas de mayor o menor complejidad, que pueden ser agrupadas en cinco tipos, dentro de los cuales se aprecian en algunos casos variantes relacionadas con la conexión de la ladera con la superficie culminante y con el fondo de valle.

IV.1.6.1. Vertientes con fuerte escarpe simple

Estas vertientes están caracterizadas por la presencia dominante de un único y fuerte escarpe. Su génesis está vinculada de forma muy significativa con la propia dinámica fluvial, siendo muy frecuentes en la margen cóncava de los meandros, así como en algún otro tramo donde la corriente de agua se adosa o se ha adosado en algún momento de su evolución a la base de una u otra ladera. Dentro de este tipo de vertientes, el modo en que se produce el arranque de las mismas permite diferenciar dos tipos o variantes:

a) Vertientes con talud rocoso o cantil degradado en su cumbre, escarpe rocoso simple a media ladera y enlace directo o semidirecto (mediante un pequeño talud basal) con el fondo.- Este tipo de ladera se encuentra bastante representado dentro de los cañones estudiados, apareciendo con particular frecuencia en las vertientes de la margen derecha de las hoces de Castroserna de Abajo y de la Presa del Barrio. En la primera de ellas dicha vertiente está orientada al W, desarrollándose en contra de la inclinación tectónica de los estratos, mientras que en la segunda hoz presenta una orientación al S y W y, por contra, se han modelado conforme a la estructura. En este tipo de laderas los taludes culminantes están cubiertos de numerosos cantos sueltos, sin apenas matriz fina, y en ellos son relativamente frecuentes los desprendimientos. En las Hoces del Duratón este tipo está también ampliamente representado, reconociéndose en especial en la margen derecha del valle en exposiciones S y a favor de la estructura entre Sepúlveda y el Villar de Sobrepeña. En este caso, el enlace de la ladera con el fondo del valle se desarrolla a través de un talud detrítico de gran continuidad transversal y longitudinal (Fig. IV.6A).

b) Vertientes con fuertes escarpes (a veces coronados por taludes rocosos) y un talud detrítico basal de pequeñas dimensiones o en contacto directo con el fondo del valle.- Estas laderas con escarpes de mayores dimensiones se han modelado en especial allí donde

la dinámica fluvial ha desarrollado meandros encajados y ha mantenido su actividad; este es el caso de algunos tramos de la hoz de Castroserna de Abajo y de Sepúlveda, del tramo final del cañón de la Presa del Barrio y, sobre todo, de numerosos sectores de las Hoces del Duratón (especialmente entre el Monasterio de la Hoz y la Ermita de San Frutos) (Fig. IV.6B). La tendencia de los cursos meandriiformes a producir una intensa labor de zapa (y de disolución) en la base de las laderas de la orilla cóncava se ha traducido en el modelado de grandes escarpes verticales, que suelen estar extraplomados en su parte inferior y mostrar abrigos o balmas colgados sobre el fondo actual.

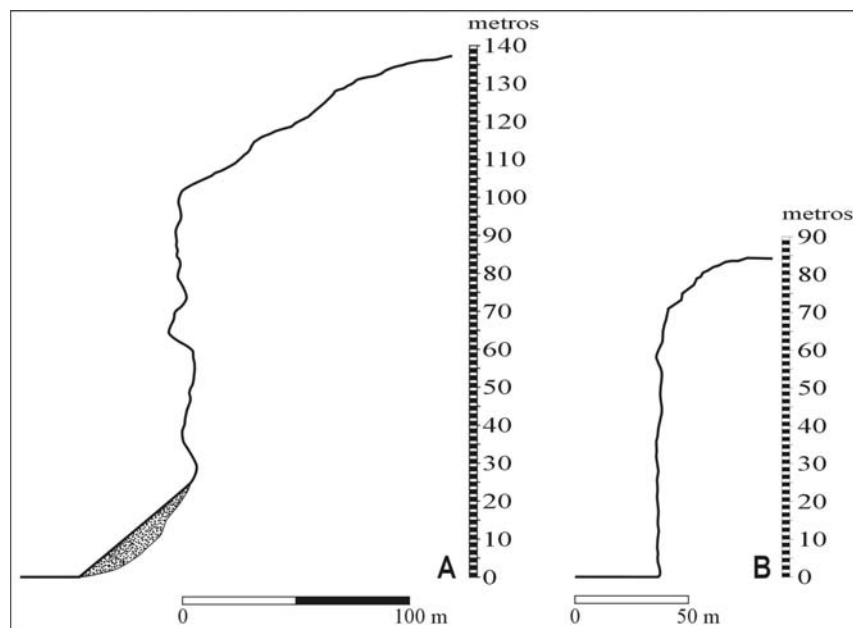


Fig. IV.6. Tipología de vertientes. A. Vertiente con talud rocoso, fuerte escarpe y enlace con el fondo del valle a través de un talud basal. B. Fuerte escarpe que enlaza directamente con el fondo del valle.

IV.1.6.2. Vertientes escalonadas

Este tipo de perfil de ladera, donde se combinan de forma reiterada escarpes y taludes, es bastante frecuente dentro del ámbito de los cañones estudiados, reconociéndose diversos modos de sucesión de estos dos elementos así como diferentes niveles de desarrollo o degradación. Pueden mantener en conjunto una fuerte verticalidad cuando los escarpes sólo están interrumpidos por estrechas repisas, sobre las que se apoyan pequeños taludes, y se han diferenciado varias modalidades o variantes en función básicamente del modo en que se produce el arranque de la ladera:

a) *Vertientes con talud rocoso culminante y escarpes escalonados con taludes intercalados en las partes media y (a veces) inferior.*- A diferencia de las laderas correspondientes a los tipos anteriores, en ellas el escarpe principal y dominante se desdobra en varios, cuyo número depende de la profundidad del cañón. En los cañones más pequeños y menos profundos de los valles afluentes lo normal es que aparezcan dos o tres

escarpes, mientras que en las Hoces del Duratón, debido a sus mayores dimensiones, es posible reconocer hasta cinco o seis escarpes a lo largo del perfil de las paredes. Aunque ocasionalmente esta organización aparece en la vertiente izquierda, se observa principalmente en la margen derecha de los cañones u hoces, alcanzando su mejor desarrollo en el segmento medio de la hoz de Sepúlveda, así como en diferentes tramos de la hoz del Duratón, con preferencia en laderas orientadas al S y al W e inclinadas conforme a la estructura, lo que favorece la degradación del tramo culminante debido a lo que el arranque de la ladera adquiere una característica forma convexa. Los taludes intercalados entre los indicados escarpes muestran, por su parte, un depósito compuesto por clastos embalado en una matriz fina escasa.

b) Vertientes con escarpes escalonados y taludes intercalados.- Este tipo de vertiente es análogo a la anterior, del que se diferencia sólo por la desaparición del talud rocoso convexo en su culminación. Como consecuencia de ello el contacto con la superficie en que se abre el valle se produce a través de un cantil culminante, bajo el cual se desarrollan otros varios. En líneas generales, este tipo de ladera aparece en la margen izquierda de todos los cañones, con exposición al N y al E y pendiente contraria al buzamiento de las capas rocosas. En ellas los escarpes están algo más degradados y tienen menor desnivel que en el subtipo anterior y los taludes están más desarrollados que ellos, presentando un recubrimiento detrítico más rico en finos fijado y estabilizado por la cubierta vegetal (generalmente formada por herbáceas). Buenos ejemplos se encuentran en las hoces de Castroserna de Abajo, de la Presa del Barrio y de Sepúlveda, así como en diferentes tramos a lo largo de la hoz del Duratón. También tiene este tipo de vertiente escalonada una gran representación en la margen derecha de la hoz de Prádena y en la de Casla (aquí con la particularidad de que muchos de los escarpes están socavados en su base), en exposiciones al W y pendientes contrarias a la inclinación tectónica.

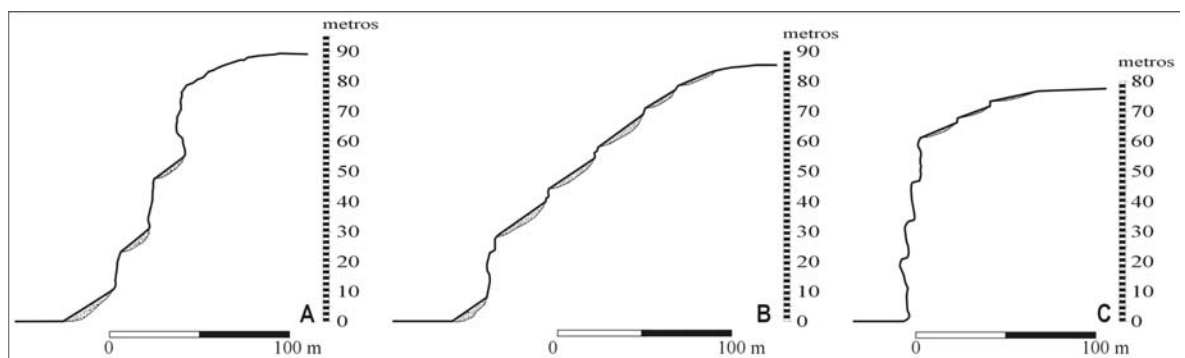


Fig. IV.7. Diferentes tipos de vertientes escalonadas. A. Talud rocoso culminante que da paso a una sucesión de escarpes medios y taludes cortos; B. Sucesión de taludes separados por escarpes de pequeñas dimensiones, salvo en la parte inferior de la ladera, dominada por un fuerte escarpe; C. Sucesión de varios niveles de estrechas repisas que rompen la continuidad del escarpe.

c) *Vertientes con escarpes separados por estrechas repisas o taludes cortos.*- Este tipo de ladera está tan sólo localizado en las Hoces del Duratón, donde aparece con relativa frecuencia sobre todo en la margen izquierda del valle. Se caracteriza por su pendiente muy escarpada en conjunto y por un perfil básicamente constituido por escarpes interrumpidos por repisas poco desarrolladas o, a veces, por taludes estrechos.

IV.1.6.3. Vertientes degradadas (con talud rocoso y talud detrítico)

Este tipo de vertientes presenta un talud rocoso (o cantil degradado con frecuentes escalones) dominante y talud detrítico pequeño de enlace con el fondo del valle. Ello indica que los escarpes han sufrido un importante proceso de degradación evolucionando prácticamente a un talud rocoso de perfil convexo. Son muy poco frecuentes, apareciendo localmente en la margen derecha de la hoz de Castroserna de Abajo, en la de Casla y en la de la Presa del Barrio. En las dos primeras se desarrollan sobre una estructura tectónica de buzamiento opuesto al sentido de su pendiente y, en la segunda, sobre capas de buzamiento conforme a éste. También y de forma puntual pueden aparecer en las Hoces del Duratón, si bien el tramo inferior de la ladera se modela en uno o varios pequeños escarpes, relacionados probablemente con una mayor capacidad de encajamiento de este valle, de modo que la vertiente no ha tenido tiempo para degradarse y evolucionar a talud rocoso.

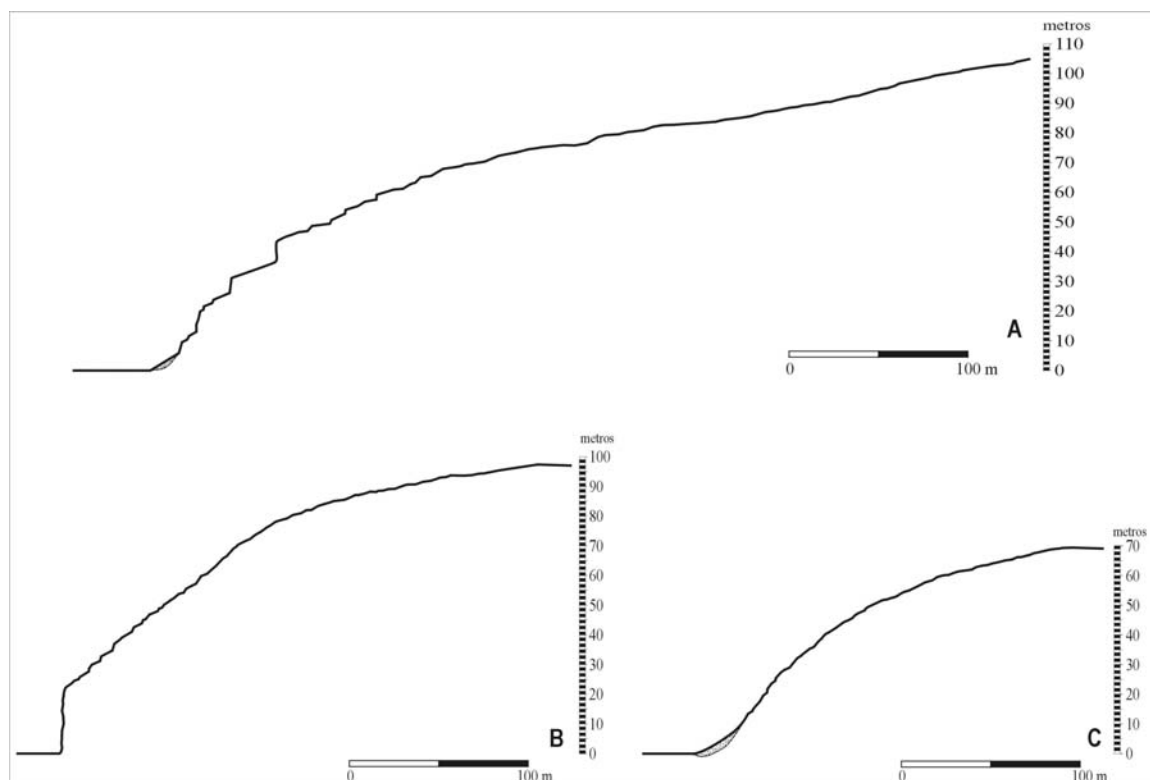


Fig. IV.8. Tipología de vertientes degradadas. A. El tramo inferior es una sucesión de escalones rocosos y pequeños escarpes; B. La ladera es un talud rocoso y aparece un escarpe medio final derivado de la zapa del río; C. La ladera es un talud rocoso continuo desde la culminación hasta el fondo del valle.

IV.1.6.4. Vertientes de “cantil-talud”

Se trata de vertientes con escarpe culminante bien desarrollado (a veces precedido de pequeños escalones rocosos) y talud regularizado más o menos amplio. Corresponden a típicas laderas de cantil-talud y aparecen con poca frecuencia, estando modeladas casi siempre en las márgenes izquierdas de la mayoría de los cañones estudiados, especialmente en la hoz de la Presa del Barrio, en el tramo en combe de Sepúlveda y en la hoz de Casla. En las dos primeras, las vertientes de este tipo se han elaborado en sentido contrario a la inclinación tectónica, mientras que en la última tienen un pendiente acorde con ella, presentando en todo caso orientación al N y al E. Por su parte, en las Hoces del Duratón estas vertientes “cantil-talud” están perfectamente desarrolladas en el tramo final, junto al embalse de Burgomillodo, donde aparecen indistintamente en ambas laderas, si bien están algo más desarrolladas en la ladera de la derecha (inclinada conforme a la estructura y encarada al W). También este tipo de morfología se da en la cornisa estructural asociada al pliegue de Sepúlveda, a cuyo pie se desarrolla un extenso talud detrítico parte del cual se modela sobre afloramientos detríticos de la base del Cretácico.

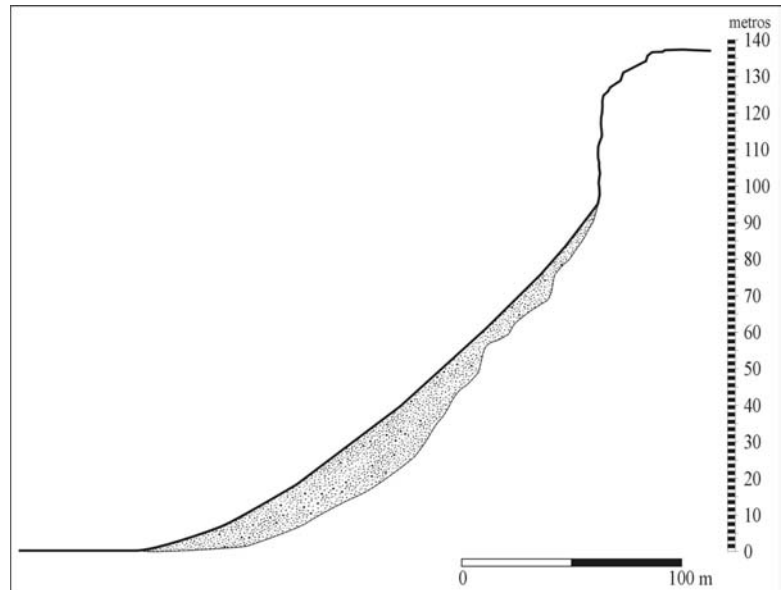


Fig. IV.9. Típica vertiente de escarpe-talud detrítico

IV.1.6.5. Vertientes regularizadas

Estas vertientes muestran un talud detrítico regularizado a lo largo de todo su desarrollo (a veces con algunos escalones rocosos) y aparecen principalmente en la margen izquierda de las hoces de Castroserna de Abajo y de Prádena, donde se presentan en exposición E y S, respectivamente, y con pendientes conformes con el

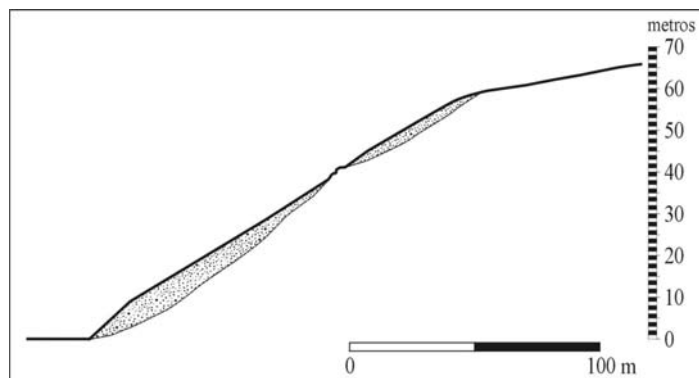


Fig. IV.10. Vertientes regularizadas.

buzamiento de la estructura. También se encuentran en numerosos tramos orientados al N, pertenecientes a la margen izquierda de la hoz de la Presa del Barrio, aunque aquí se han modelado sobre una estructura inclinada en sentido contrario a su pendiente topográfica. Pueden presentarse puntualmente en la margen izquierda, orientada al E, de la hoz-combe del Caslilla y del cañón de Casla, y, por el contrario, este tipo de laderas apenas tiene representación en las Hoces del Duratón. Son características de las hoces abiertas, apareciendo indistintamente en las laderas de sus dos márgenes y presentando en algunos casos incisiones de procesos de arroyada concentrada aún activos.

Los cinco tipos de vertiente diferenciados, cuyas características principales se acaban de exponer, son los más frecuentes y representativos en los cañones u hoces estudiados. La clasificación y el análisis estadístico realizado no ofrece, sin embargo, claras correlaciones entre la localización o ubicación preferencial de cada uno de ellos con los dispositivos estructurales, climáticos o fluviales, pudiendo decirse que las laderas evolucionan según la preeminencia puntual de alguno de estos factores en un determinado momento o lugar. Hay tramos de los cañones donde parece que el factor estructural controla la morfología de las paredes, mientras que en otros ésta parece ser ante todo consecuencia de las condiciones topoclimáticas o de la dinámica fluvial. Puede afirmarse, en consecuencia, que no existe una preponderancia generalizada de un factor o dispositivo respecto a los otros, sino que el orden de los factores cambia según los tramos o sectores.

Por otro lado, salvo en tramos muy puntuales, no puede hablarse de cañones u hoces en cuyo perfil transversal se aprecie una fuerte y sistemática disimetría. Cuando ésta existe, parece que la disposición tectónica constituye un factor prioritario en la explicación de los desiguales caracteres morfométricos de las laderas, mientras que las asimetrías morfográficas o geomorfológicas parecen estar condicionadas prioritariamente por la exposición y la orientación, aunque el buzamiento de los estratos ayuda a agudizar los contrastes. La dinámica fluvial, por su parte, se revela como el principal agente o control del modelado en otros tramos de las laderas de los cañones.

La estructura tectónica tiene un papel importante en el modelado del área culminante de las vertientes. Como se ha puesto de manifiesto, cuando éstas se desarrollan a favor de la estructura, el tramo somital adquiere la forma de un talud rocoso debido a la degradación del escarpe, mientras que cuando se dispone en el sentido contrario al buzamiento, el enlace entre la superficie culminante y la culminación de la pared suele ser mas brusco y nítido. El desarrollo de este talud rocoso a favor de la estructura parece ser el resultado de un intenso proceso de meteorización del cantil originario, cuyos productos son arrastrados por las aguas de arroyada, produciendo finalmente un efecto de limado en los bordes del cañón (FABRE, 1976, 1980; GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986; GONZÁLEZ MARTÍN, 1986c),

suavizando de este modo el contacto originariamente brusco entre la superficie calcárea y las vertientes de los valles encajados.

De acuerdo con lo señalado en otros estudios (GONZÁLEZ AMUSCHASTEGUI, 1993; GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986; FABRE, 1976) en el ámbito de los cañones estudiados la orientación o exposición no parece ocasionar fuertes y sistemáticas disimetrías en las vertientes, salvo en algunos tramos puntuales. No obstante, puede decirse que las vertientes orientadas al W y al S son por lo general más abruptas y escarpadas, tanto si se desarrollan sobre estructura tectónica conforme (hoz de la Presa del Barrio, Hoces del Duratón) como contraria al sentido de su pendiente (hoz de Castroserna de Abajo y de Casla). Además -como se ha visto- los desprendimientos o derrumbes son relativamente más frecuentes en las vertientes acordes con el sentido de la pendiente estructural, lo que mantiene un mayor grado de verticalidad. Por el contrario, las laderas expuestas al N y al E son globalmente algo más suaves, predominando en ellas los taludes relativamente amplios y regularizados; destacan en este sentido los situados en la margen izquierda de la hoz de Castroserna de Abajo, sobre una estructura de buzamiento conforme, y en la margen izquierda de la hoz de la Presa del Barrio o en algunos tramos de la Hoz del Duratón (sector del Villar de Sobrepeña), sobre una estructura de buzamiento opuesto. Esta norma no se cumple sin embargo en la hoz de Prádena, la cual presenta en su primer tramo una fuerte disimetría aparentemente controlada por causas exclusivamente estructurales: las laderas acordes con el sentido del buzamiento de los estratos (orientadas al Sur) son más suaves, mientras que las más abruptas están orientadas al Norte. La orientación o la exposición no parecen haber tenido tampoco una especial relevancia en el modelado de las vertientes de la hoz-combe de Sepúlveda, que presentan una notable simetría.

Puede decirse en todo caso que una orientación favorable junto con estructura tectónica conforme son en principio las condiciones más adecuadas para el desarrollo y la evolución de las vertientes regularizadas. En este sentido, el mejor ejemplo de valle disimétrico con amplios taludes regularizados localizados en la vertiente orientada al E es el cañón de Castroserna de Abajo, cuya morfología se explica no sólo por la influencia de factores topoclimáticos sino también por una estructura tectónica favorable.

En la actualidad, una característica común a todos los cañones u hoces del área de estudio es la presencia diferencial de taludes detríticos y de taludes descubiertos o semirocosos. Los primeros, que presentan un desarrollo variable, se ubican en las laderas orientadas al N y al E, es decir en posiciones topoclimáticas de umbría, donde se encuentran estabilizados y recubiertos por un espeso tapiz herbáceo relativamente húmedo. Por su parte, los taludes descubiertos o semirocosos se labran prácticamente en la roca coherente y se localizan generalmente en las ladera expuestas a solana, es decir encaradas al S y al W, presentándose como franjas rocosas bastante degradadas parcialmente

recubiertas por abundantes cantos y bloques sueltos debido al exiguo recubrimiento vegetal que soportan.

Finalmente, la dinámica fluvial puede ser considerada el principal factor responsable de la morfología de las vertientes de las hoces y de algunas disimetrías de éstas. Es evidente que el modelado característico de dichas vertientes se modifica con rapidez allí donde la dinámica fluvial ha formado meandros o bien donde la posición de lecho fluvial se ha adaptado al pie de una de las paredes. Como se ha señalado por diversos autores, en este tipo de valles la evolución específica de los meandros se ha traducido en importantes disimetrías transversales: las acciones de zapa en la margen cóncava y de acumulación en la convexa ha permitido variaciones en la base de las vertientes que repercuten en la evolución general de las mismas (GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986; FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1996). Concretamente, la dinámica meandriforme es la principal causa de buena parte del modelado de las vertientes de las Hoces del Duratón, de la hoz de la presa del Barrio, de la hoz-combe de Sepúlveda y, en menor medida, del cañón de Castroserna de Abajo. En la margen cóncava de los meandros desarrollados en estos valles la ladera aparece normalmente dominada por un gran escarpe rocoso, que, si bien puede arrancar desde la superficie de erosión culminante, lo más frecuente es que en su parte superior presente un talud rocoso, mientras que en la margen convexa o interna ésta ha evolucionado de forma mas suave o escalonada a través de pequeños escarpes rocosos o incluso, como sucede en la hoz del Duratón, con la presencia de áreas relativamente llanas, asimilables a antiguos fondos del valle.



Foto IV.34. Ejemplo de la sustitución de una ladera escalonada con escarpes y taludes detríticos por un fuerte escarpe vertical como resultado de la dinámica fluvial

Esta dinámica fluvial meandriforme ha determinado y mantenido en gran medida el retroceso de las laderas paralelas a sí mismas por efecto de los desprendimientos desencadenados por la extensión lateral de los meandros, que mantienen siempre fuertes escarpes verticales e imposibilitan el desarrollo y crecimiento de los taludes detríticos. Actualmente, no obstante, muchos de estos potentes escarpes enlazan con el fondo del valle a través de un pequeño talud detrítico, cuya formación es bastante reciente e indica una pérdida de fuerza de la zapa del río (es decir una muy escasa o nula funcionalidad actual de la mayor parte de los meandros encajados de los cañones u hoces). Está claro que la inactividad de la dinámica fluvial meandriforme y en concreto de la zapa del curso de agua sobre las márgenes fomenta la formación y desarrollo de taludes detríticos, tal como puede apreciarse en el meandro abandonado de Sepúlveda, donde las laderas evolucionaron a grandes y típicos taludes detríticos a partir del momento en el que quedó desconectado de la morfodinámica fluvial.

En conclusión, en el modelado de las vertientes de los cañones u hoces han intervenido conjuntamente y con mayor o menor eficacia factores estructurales, climáticos y fluviales. Como se acaba de resaltar, la dinámica fluvial relacionada con el trazado meandriforme y la posición del lecho del río adosado a una u otra margen ejerciendo una importante labor de zapa o socavamiento lateral es la principal responsable de la presencia de fuertes escarpes o cantiles, que pueden llegar a dominar la práctica totalidad de la vertiente en las márgenes afectadas. Por su parte, la estructura tectónica, en especial el buzamiento contrario o conforme a la pendiente, influye muy decisivamente en ciertas disimetrías morfométricas de los cañones así como en el modelado de la culminación de las laderas (que registra una mayor degradación cuando se desarrolla a favor de la estructura).

Y finalmente, el factor topoclimático ligado a la orientación u exposición de las laderas se manifiesta en los tramos de valle más rectilíneos y, por tanto, menos afectados por la dinámica meandriforme, en cuyas laderas se pueden apreciar particularmente bien las huellas de las condiciones climáticas pasadas y actuales (entre las que destacan las acumulaciones de depósitos coluviales). Aunque no ha podido concluirse que las condiciones climáticas hayan jugado un papel determinante en el desarrollo de cañones disimétricos, sí se acusa una mayor amplitud y extensión de los taludes detríticos en las vertientes orientadas al N y al E, es decir en las ubicaciones de umbría que soportaron unas condiciones más favorables a los procesos ligados al frío; por el contrario, en exposiciones de solana los escarpes están degradados y forman a modo de taludes rocosos parcialmente cubiertos por cantos y bloques sueltos. Estas variaciones geomorfológicas debidas a la orientación de las laderas se dejan sentir actualmente. Así, las laderas de la umbría los taludes detríticos, separados por escarpes nítidos aunque de menor potencia, soportan un mayor tapiz vegetal (casi siempre verde por la mayor humedad), mientras que las laderas de solana los taludes rocosos, separados por escarpes más o menos degradados, están prácticamente desprovistas de cubierta vegetal o ésta es muy exigua. Así pues, la

disimetría morfológica de estos tramos más o menos rectilíneos de valle de tipo cañón u hoz parece estar controlada en principio por la orientación de las vertientes, acentuándose allí donde la disposición de la estructura ha sido favorable a ella.

IV.1.7. LA PRESENCIA TESTIMONIAL DE LA SEDIMENTACIÓN QUÍMICA: DEPÓSITOS TOBÁCEOS

Las formaciones de tobas y travertinos, constituidas a partir de la precipitación de carbonatos que han circulado disueltos en los flujos de agua dentro de macizos kársticos, constituyen uno de los elementos geomorfológicos más característicos de los cañones calcáreos y, en el interior de la Península Ibérica, han sido objeto de particular interés por parte de los geomorfólogos (GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986; GONZÁLEZ MARTÍN, 1986c; GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, 1993; FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1996). Además, a pesar de su carácter puntual y de sus reducidas dimensiones en el conjunto del modelado de estos valles, tienen gran importancia pues su interpretación ayuda de forma extraordinaria a reconstruir la evolución morfoclimática del territorio en general y de los cañones en particular debido al significado paleoecológico y geocronológico que poseen (GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, 1993). Se da sin embargo la circunstancia -ya puesta de relieve por algunos autores en los macizos kársticos del borde nororiental del Sistema Central (BAREA, 2001; GUTIÉRREZ NEVADO, 1998a; MORENO SANZ, 1988)- de que en los cañones y hoces estudiados en este trabajo prácticamente no se observan formaciones de este tipo; sólo se ha encontrado en el área de estudio un depósito tobáceo puntual y de escasa extensión, que se localiza en un cañón afluente que drena al tramo final de las Hoces del Duratón.

La formación de tobas o travertinos está relacionada, en unos casos, con la hidrodinámica fluvial, dentro de la que factores como la confluencia de masas de agua de distinta procedencia, los represamientos naturales o antrópicos y la presencia de saltos o escalones topográficos de magnitud variable en el lecho pueden provocar la precipitación de los carbonatos disueltos y la construcción en el fondo de valle de diferentes tipos de edificios: construcciones tobáceas de retención parcial, barreras tobáceas, edificios de cascada asociados a rupturas de pendiente métricas (FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1996). En otros casos la precipitación se produce en el entorno de las surgencias o fuentes situadas en las laderas, en las que emergen circulaciones kársticas internas, o en la desembocadura de valles colgados sobre los cañones. Cuando las aguas proceden de surgencias, la precipitación y la construcción de travertinos se produce en las laderas en el momento en que las aguas cargadas de carbonatos disueltos que circulan por los conductos endokársticos salen al exterior: la descompresión que supone el paso de un ámbito de circulación subterráneo a otra subaéreo, junto con la incidencia de los vegetales próximos al manantial y la sobresaturación de las aguas (especialmente cuando han disuelto rocas dolomíticas), rompe rápidamente el equilibrio

de las soluciones produciendo la precipitación de carbonatos (GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986; GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, 1993). En el caso de las confluencias, es el salto topográfico que se produce entre la desembocadura de los valles colgados respecto al fondo de los valles principales el que provoca igualmente la precipitación carbonática. La escasez extrema de formaciones de precipitación carbonática en los macizos kársticos de área de estudio (tanto en el piedemonte como en el macizo de Sepúlveda) parece indicar, en consecuencia, que las condiciones ambientales no debieron ser en ellos las más adecuadas para que se produjera la construcción de edificios de toba o travertino.

Por lo que se refiere a la hidrodinámica fluvial, hay que tener en cuenta que los ríos principales y más caudalosos que atraviesan estos macizos calcáreos son de procedencia alóctona y tienen sus cabeceras en áreas montañosas cuyo roquedo es de naturaleza silíceo. Aunque los ríos San Juan y el Caslilla atraviesan el piedemonte dolomítico de Prádena, lo hacen en un trecho muy reducido, pasando enseguida a circular sobre afloramientos silíceos y areno-arcillosos del Mioceno hasta entrar en las dolomías y calizas del borde meridional del macizo de Sepúlveda, poco antes de confluir con el Duratón. Este río, por su parte, lo mismo que Cerezuelo y el Serrano, recogen la parte principal de su caudal en las cabeceras metamórficas de Somosierra, para posteriormente surcar el piedemonte constituido inicialmente por los mismos materiales de la sierra y después por una amplia franja de materiales detríticos del Mioceno, confluyendo los tres ríos en este ámbito litológico antes de que, ya como único curso fluvial, el Duratón se adentre en las dolomías y calizas del macizo de Sepúlveda. Debido a estas condiciones litológicas de una parte fundamental de su cuenca hay que pensar que los caudales que éstos llevaron a lo largo de su encajamiento cuaternario no debieron estar excesivamente cargados de carbonatos, transportando, en cambio, importantes aportes terrígenos, tomados en especial de los materiales de la cuenca miocena. Además -como luego se verá- teniendo en cuenta las características sedimentológicas del complejo sistema de terrazas que estos cursos fluviales han construido en la citada cuenca, muy cerca de su área de cabecera, parece que funcionaron como ríos de régimen torrencial con frecuentes crecidas o bruscas pulsaciones de corriente. Como consecuencia de todo lo dicho se dieron unas condiciones nada propicias para que las aguas de estos ríos alóctonos estuvieran suficientemente sobresaturadas de carbonatos; éstas además transportarían abundante carga detrítica en suspensión tras atravesar la cuenca miocena y tendrían un alto nivel de turbidez, que impediría la entrada de la luz solar. Así, a pesar de que buena parte de los materiales aflorantes en el área de estudio tienen una composición dolomítica, cuya disolución es particularmente favorable para la adquisición muy rápida por el agua de elevadas tasas de saturación carbonática (BAKALOWICZ, 1988, tomado en GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, 1993, 10), éstas no alcanzaron un nivel suficiente para producir la sedimentación química por precipitación de la carga en disolución.

Por su parte, la ausencia de edificios travertínicos o tobáceos en las vertientes de los cañones, relacionables con antiguas surgencias o con desembocaduras colgadas de valles

afluentes, puede interpretarse como consecuencia del “régimen subsaturado que los manantiales mantienen durante el invierno y primavera, épocas en que además el caudal aumenta, efectuando un rápido lavado de los posibles precipitados”, (como ha sido señalado por MORENO SANZ (1988) en el caso del piedemonte de Prádena. GUTIÉRREZ NEVADO (1998a) explica esta ausencia por varias razones: por el carácter difuso y la falta de puntos de emisión al exterior de la circulación subterránea en la primera fase de desarrollo del complejo endokárstico; por la juventud de la red hidrográfica; y por reducida longitud y la rapidez de las circulaciones subterráneas actuales. Habría que añadir además que el agua de estas circulaciones -que podría alimentar los manantiales o resurgencias- procede inicialmente de cursos subaéreos que nacen en la sierra metamórfica y que, cuando se infiltran por los sumideros de la banda calcárea vienen libres de carbonatos y cargadas de abundantes partículas en suspensión.

En el macizo de Sepúlveda -como se ha explicado al analizar el endokarst- el rápido encajamiento y la potente incisión vertical de los ríos alóctonos condicionó y dificultó desde muy pronto el desarrollo de un sistema de cavidades amplio y bien articulado. Los conductos con circulación freática activa debieron situarse siempre a cotas similares a la del cauce de los ríos, que conformarían el nivel de base local del karst, y la escasa recarga hídrica autóctona por las precipitaciones caídas *in situ* fue insuficiente para que existiera una circulación vadosa suficientemente prolongada para que los conductos que ya hubieran quedado colgados, al descender dicho nivel de base, mantuvieran una cierta actividad capaz de aportar carbonatos en disolución. Y, por otro lado, las cursos de agua de menor rango que se encajaron en la superficie de este gran afloramiento calcáreo han conseguido excavar su valle y drenar al mismo nivel de base de los cañones o bien, y más frecuentemente, han quedado colgados a diferentes alturas. En ambos casos estos cursos debieron tener un funcionamiento estacional y esporádico, lo que, unido a su escaso recorrido y a la infiltración difusa de parte de las aguas en el fondo de sus valles, imposibilitaría en buena medida la disolución y la precipitación de carbonatos.

Es precisamente en la ladera de uno de estos valles afluentes, quizá el más importante en envergadura y en longitud, donde se ha encontrado un depósito relacionado con la precipitación química de los carbonatos y que parece ser reciente o incluso actual. Hasta la fecha había pasado desapercibido, debido probablemente a su ubicación puntual y a su escaso desarrollo, y sólo se le había mencionado en una obra divulgativa sobre las Hoces del Duratón (SANTAMARIA POLO y CABALLERO DEL CAZ, 1998). En concreto, este depósito tobáceo aparece recubriendo un escarpe de potencia inferior a los 5 m, situado en la vertiente derecha del tramo final del valle del arroyo del Barranco, prácticamente en su confluencia con el río Duratón a la altura del embalse de Burgomillodo en el paraje de Majada Coscomingo. Nada indica que su génesis esté ligada propiamente a la salida de un conducto kárstico; más bien parece que el agua emerge de forma laminar debido a las diferencias litológicas y a las peculiaridades morfológicas de la ladera en la parte final de esta pequeña hoz.

Desde un punto de vista morfológico, el tramo de vertiente donde se localiza esta acumulación de toba se inicia en un fuerte escarpe constituido por dolomías recrystalizadas y areniscas dolomíticas, que en este tramo final de las Hoces dan lugar a imponentes farallones. A continuación se desarrolla un estrecho talud de derrubios de gravedad, que sustenta un importante recubrimiento vegetal, en cuya parte inferior y antes de enlazar con otro escarpe aparece una estrecha franja alargada donde se concentra una mayor humedad, lo que se traduce en un mayor desarrollo de la vegetación, básicamente constituida por plantas herbáceas. Es precisamente en este segundo escarpe de menores dimensiones donde, en un pequeño trecho y a lo largo de la vertical del mismo, aparece el depósito tobáceo.

Desde el punto de vista litológico, este escarpe está constituido por dolomías tableadas y margas del Cretácico Superior (*Formación dolomías tableadas de Caballar*). Al alcanzar alguno de los lechos margosos intercalado entre los bancos dolomíticos, se produciría la salida al exterior de aguas que habrían



Foto IV.35. Vista general del edificio tobáceo del arroyo del Barranco y detalle de las estructuras modeladas

circulado de forma subterránea por los intersticios del macizo calcáreo. Este agua, con un alto grado de mineralización, rezumaría de forma difusa y escurriría en lámina a lo largo de la pared hasta entrar en contacto con la abundante vegetación desarrollada en las inmediaciones de ésta, lo cual -como es conocido- facilita la precipitación de los carbonatos. De este modo, tal como se ha observado y descrito en otros cañones, “el agua resbalaría sobre las plantas, fijándose el carbonato cálcico entre ellas y en sus raíces, progresando y engrosándose el depósito a partir de estos núcleos en sentido vertical de arriba abajo formando columnas o falsas estalactitas que hacen avanzar el frente al mismo nivel de la surgencia” (GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986). El resultado de esta deposición bioquímica es el modelado en el área de estudio de este puntual y excepcional edificio travertínico, que se manifiesta en un revestimiento y engrosamiento del escarpe y presenta una estructura esponjosa y cavernosa derivada de la precipitación del carbonato cálcico sobre las plantas, los moldes de cuyos órganos pueden con frecuencia ser reconocidos.

IV.2. MORFOLOGÍA Y DINÁMICA DE LAS VERTIENTES DE LAS GARGANTAS Y NAVAS

Como ya se ha indicado, las gargantas se abren cuando los ríos se encajan en las rocas metamórficas del piedemonte de la sierra. Sobre estos roquedos metamórficos ha predominado la incisión vertical de los ríos, los cuales se han encajado formando gargantas de típico perfil en “V” y de una profundidad variable según la capacidad morfogenética de cada río. Por tanto, el modelado de estos valles responde principalmente a la competencia erosiva de los ríos, que han modelado fondos de escasa amplitud. Éstos presentan características propias de lechos rocosos al estar recubiertos por una gran cantidad de bloques y cantos.

Estos fondos relativamente profundos están enmarcados por laderas que por lo general presentan una fuerte pendiente y están desarrolladas sobre mantos de alteración entre los cuales se intercalan con frecuencia núcleos rocosos que las accidentan y rompen su continuidad y regularidad. Dichos mantos alteríticos son de textura arenosa y tienen un espesor variable, aunque parece por las observaciones de campo realizadas que éste no es muy grande. Sobre ellos los procesos de dinámica de vertientes han actuado desigualmente según la orientación: en las vertientes de umbría, los mantos de alteración regularizan las vertientes y se encuentran fijados por un importante tapiz vegetal compuesto por herbáceas y arbustos (tomillo, espinares), mientras que en las laderas ubicadas a solana las alteritas son más escasas y presentan un recubrimiento superficial compuesto por abundantes gravas de cuarzo y localmente por cantos y bloques, siendo más limitada la presencia de la vegetación, por lo que se deja ver con más frecuencia el sustrato rocoso.

Estos afloramientos de roca sana, que están constituidos por diferentes tipos de gneises y también por venas o diques de cuarzo, originan resaltes de dimensiones variables, aunque suelen oscilar entre 1 y 5 metros de desnivel, y adoptan morfologías similares a tors o formas acastilladas según la dominancia vertical u horizontal del diaclasado y la red de fracturación o parecidas a barras cuando se modelan sobre las venas de cuarzo. Al pie de estos resaltes rocosos se acumulan bloques mas o menos dispersos, si bien en determinadas localizaciones topo-climáticas favorables se han formado pequeñas pedreras o canchales, como ocurre en la garganta de Valdeobispo abierta por el río San Juan, en la margen izquierda sobre la ladera orientada al Este.

La interpretación geomorfológica de estos dos componentes básicos de las laderas de las gargantas -modelados sobre alteritas y resaltes rocosos- se funda en la actuación diferencial de unos procesos que se iban poniendo en funcionamiento a medida que los roquedos quedaban expuestos en las paredes conforme se iba produciendo la profundización de los valles bajo unas condiciones climáticas que durante el Cuaternario se caracterizan por la alternancia de períodos templado-húmedos con otros más fríos y secos.

Las alteritas que recubren las vertientes se generarían por ataque químico a los afloramientos rocosos durante el dominio de ambientes climáticos templados-húmedos; dicho ataque en estas condiciones alcanzaría una intensidad moderada, aunque sería capaz producir sobre las vertientes un manto de alteración bastante continuo pero de escaso espesor. La alteración sólo progresaría algo más en profundidad aprovechando la red ortogonal de diaclasas o fracturas que presentan gneises y micaesquistos.

Por su parte, los resaltes rocosos o pseudotors que jalonan buena parte de las vertientes de las gargantas serían el resultado del barrido o arrastre parcial de las indicadas alteritas y la consiguiente puesta en relieve de los volúmenes rocosos más resistentes o menos afectados por la meteorización química. La erosión de estas partículas se produciría bajo ambientes climáticos fríos y sería llevado a cabo principalmente por la arroyada no concentrada de carácter estacional (probablemente relacionada con la fusión de la nieve). Asimismo, a medida que quedaban expuestos estos volúmenes de roca sana a la intemperie, bajo las indicadas condiciones climáticas frías, se verían afectados por la actuación de los procesos mecánicos de meteorización, en especial por la crioclastia o gelifracción. Las consecuencias de estos serían bastante moderadas, como puede apreciarse en las laderas de estas gargantas, y se materializan en la presencia de bloques dispersos que recubren las vertientes o en la presencia puntual de alguna pedrera.

En resumen, la configuración de los valles de este tipo es el resultado una incisión y profundización de los cursos de agua que habilita y suscita la actuación de una serie de procesos en las laderas bajo la alternancia de fases climáticas, favorables en unos caso a la alteración de los roquedos y a la formación de alteritas y, en otros, al barrido parcial de éstas dejando expuestos los resaltes rocosos.

Los valles de tipo nava, por su parte, se modelan en el contacto entre las rocas metamórficas y los materiales detríticos silíceos del Cretácico. Como se ve con claridad en las cercanías de la localidad de Pradenilla, en la citada franja de contacto, cuya amplitud es inferior al kilómetro, predomina el ensanchamiento lateral del valle, el cual se transforma en una amplia depresión flanqueada por laderas sumamente suaves y de gran estabilidad, dentro de la que el curso fluvial divaga sin encajarse demasiado.

IV.3. MORFOLOGÍA Y DINÁMICA DE LAS VERTIENTES DE LOS VALLES ABIERTOS DE LA CUENCA

A lo largo de la descripción pormenorizada del modelado de las vertientes de los valles abiertos se ha puesto de manifiesto que su evolución morfológica está estrechamente vinculada con la propia dinámica de los ríos al penetrar en la cuenca sedimentaria terciaria y con las condiciones climáticas que imperaron durante su proceso de encajamiento a lo

largo del Cuaternario. La migración lateral continuada del cauce de estos ríos, que sin excepción han ido depositando y abandonado sucesivos fondos aluviales sobre su margen izquierda -y modelando de este modo un complejo sistema de terrazas y glacis-terrazas de enlace-, ha mantenido siempre una ladera opuesta de ataque, caracterizada por su escasa amplitud, por su pendiente acusada y por la ausencia de niveles aluviales. Esta peculiar dinámica fluvial, combinada con unas condiciones climáticas cambiantes, ha permitido reconocer al menos dos etapas contrapuestas que se han sucedido, probablemente varias veces, en el modelado de las vertientes de las márgenes derechas de los valles: una primera, sincrónica con la sedimentación de los diferentes niveles de terrazas aluviales en la vertientes del margen izquierdo, en la que se modelarían laderas regularizadas con glacis mixtos; y una segunda, más reciente, en la que actuarían procesos que tenderían a incidir y destruir las laderas anteriores creadas, modelando sobre ellas una compleja red de cárcavas y barrancos.

Puede decirse que en las laderas de los valles abiertos conviven formas heredadas e inactivas, como son los glacis de ladera y los glacis de enlace de los distintos niveles de terrazas, con formas que denotan una actividad reciente y que aún se mantienen vivas en la actualidad, como son las cárcavas.

IV.3.1. LOS COMPONENTES HEREDADOS E INACTIVOS DE LAS VERTIENTES

Las formas heredadas e inactivas se corresponden con las laderas (o sectores de ladera) de la margen derecha de los valles, cuya morfología se define como un glacis de ladera o glacis mixto. Se trata de una configuración heredada e inactiva, que está siendo destruida por el desarrollo de las formas actuales, cuyo modelado se produjo bajo condiciones ambientales y climáticas más frías que las presentes durante el dominio de las cuales funcionaron unos procesos geomorfológicos relacionados básicamente con diversas modalidades de movimiento en masa y de arroyada no concentrada.

IV.3.1.1. Las paleoladeras o glacis de ladera

Como se ha visto, los glacis de ladera o glacis mixtos erosivo-acumulativos constituyen la morfología original y tipo de las vertientes de la margen derecha de los valles en su trayecto por la cuenca. Puede decirse que estos elementos constituyen paleoladeras en sentido estricto, ya que en la actualidad los procesos que dieron lugar a su formación están ausentes o actúan de forma muy moderada. Éstos han sido sustituidos por otros, que están produciendo en algunos tramos de los valles la destrucción de los referidos glacis de ladera, la cual es a veces prácticamente total, quedando tan solo retazos de la ladera original. Así puede apreciarse en el valle del Duratón entre los pueblos de Sotillo y Duratón, en el valle del Serrano entre Soto y

Castillejo, y en el corto tramo de valle de Villafranca.

En consecuencia las paleoladeras, aunque están representadas en todos los valles, no se conservan igual en todos ellos, ya que en algunos tramos están parcial o totalmente desmanteladas como consecuencia de la acción posterior de la arroyada concentrada. En los sectores donde la erosión no ha sido tan fuerte aun se puede apreciar la morfología original de la ladera, como ocurre en el valle del Cerezuelo, entre Cerezo de Arriba y Duruelo, en bastantes tramos del valle del Caslilla, en el valle de Duratón, enfrente de la citada población de Duruelo, o en el tramo inicial del valle del Serrano en los alrededores de Soto de Sepúlveda. Por regla general, la morfología de glacis de ladera se conserva mejor cuando se ha modelado sobre unidades arenoso-conglomeráticas, mientras que la disección ha sido mayor cuando lo ha hecho sobre unidades arcillo-arenosas.

El perfil topográfico de los glacis de ladera es, como se ha dicho, convexo-cóncavo, aunque frecuentemente se reconoce un tramo intermedio rectilíneo. La curvatura convexa superior se labra sobre el propio sustrato rocoso -escasamente litificado y cuyos componentes mayoritarios son la arena y la arcilla- y su génesis está relacionada con la actuación de procesos como la reptación y la arroyada difusa o en manto y el lavado pluvial (BLOOM, 1982). En el indicado sustrato, una vez desagregado, se liberan productos que pueden ser fácilmente movilizados tanto por la reptación por gravedad como por el lavado pluvial durante los aguaceros o la fusión nival. También, en las laderas de los valles excavados sobre facies más arcillosas, como ocurre en el valle del Serrano, el modelado de este perfil de ladera se relacionaría con procesos solifluidades asistidos por arroyada difusa propios de ambientes fríos. Los productos y detritos arrastrados y acarreados por los procesos indicados se acumularían al pie de la ladera, configurando una amplia curvatura cóncava. El desarrollo del tramo rectilíneo, que acusaría una mayor pendiente, estaría vinculado con una mayor erosión.

En conjunto, estos procesos tenderían a modelar laderas regulares y continuas, constituidas por tres elementos morfológicos: el segmento convexo superior de la ladera, cuya pendiente oscila entre los 8-10°, que tiene carácter erosivo; el segmento cóncavo inferior, con una pendiente en torno a los 5°, que es un elemento de acumulación; y el tramo intermedio rectilíneo, de mayor pendiente (15-25°), que sirve de transición entre los dos anteriores y en el cual el espesor del depósito iría aumentando a medida que se descende. Según se observa al analizar la composición litológica del depósito o coluvión al pie de la ladera, allí donde ha sido zapado por los cursos fluviales (en especial en algunos tramos del Duratón, del Serrano o del Cerezuelo), las modalidades de dinámica de vertientes a que se ha hecho referencia -hoy inactivas- desplazarían casi exclusivamente material fino que rara vez sobrepasaría el tamaño grava. Esto se corrobora por la presencia sobre la superficie de algunos tramos de las laderas de un abundante canturreal, a modo de empedrado, indicando que los procesos de arroyada tan solo han barrido las partículas

finas, quedando las de mayor calibre (cantos o gravas gruesas) fuera del alcance de su competencia.

IV.3.1.2. Significado geomorfológico de los componentes heredados

La génesis y evolución de los glacis de ladera se vincula estrechamente con el encajamiento de la red fluvial, desarrollado a lo largo del Pleistoceno y afectado por las pulsaciones climáticas producidas en él, del que también derivan los sistemas de terrazas y glacis de enlace de las laderas de la margen izquierda. Todo indica que la sedimentación de los diferentes niveles aluviales se produjo bajo unas condiciones climáticas frías, que simultáneamente activaron una serie de procesos que tendieron a regularizar las vertientes de la margen derecha, modelando esta tipología de glacis de ladera o glacis mixtos con un recubrimiento coluvial importante al pie de la ladera. De hecho estos glacis de ladera enlazarían con los distintos niveles de base impuestos por los ríos y cuyos testigos geomorfológicos son las terrazas. No obstante, a pesar de que son numerosas las terrazas aluviales que se conservan en la vertiente izquierda de los valle, sólo se reconocen en la margen derecha dos etapas de regularización y modelado de glacis mixtos.

La más antigua es atestiguada por la presencia de un conjunto de glacis superiores que enlazan o correlacionan en su base con algún nivel de terraza medio. Aunque no presentan un gran extensión territorial, se reconocen especialmente en el valle del Serrano -en el paraje de Las Carboneras, donde el glacis superior enlaza con la terraza +25-30 m- y en el valle del Duratón -en las proximidades de Sotillo, donde se extiende un glacis que queda colgado a +35-40 m y asimilable a la terraza del mismo desnivel-. También, aunque con menor desarrollo, parecen reconocerse estos glacis superiores en algún tramo de los valles abiertos del Cerezuelo (a +40 m frente a Mansilla), del Caslilla (a +30-32 m en Velloso) y del San Juan (a +46-50 m). Este “nivel de glacis” superior correspondería a un período de estabilización particularmente prolongado en la evolución de la red fluvial y de hecho suele enlazar con la terraza que acusa un mayor salto relativo. Sin duda, su escasa presencia en el relieve actual se ha debido al propio desmantelamiento realizado por los cursos fluviales al desplazarse hacia su orilla derecha.

Por su parte, la etapa más moderna se corresponde con la formación de los glacis de ladera más extensos y situados a menor altura. Este “nivel de glacis” inferior enlaza normalmente con el fondo aluvial de los valles y, como se ha visto, está presente en todos ellos, pudiendo decirse que representa el último episodio de regularización de las laderas antes de que cambien las condiciones ambientales y comiencen a actuar los procesos de dinámica de vertientes (ligados a la concentración de la escorrentía) responsables de su aún incompleta destrucción. En ocasiones alguno de estos glacis enlaza con algún nivel de

terrazza bajo, generalmente el +3-5 m, lo que parece indicar una fase de encajamiento reciente de los ríos.

IV.3.2. LOS COMPONENTES ACTIVOS DE LAS VERTIENTES: LAS CÁRCAVAS

Las paleoladeras de la margen derecha de los valles abiertos, compuestas por los glacis que se acaban de interpretar, se encuentran afectadas casi sin excepción en mayor o menor medida por las formas generadas por la arroyada concentrada, de modo que la presencia de cárcavas o regueros es una de las características dominantes de las mismas, pero muy distinta es la extensión que ocupan en cada caso y su mayor o menor actividad. Aunque bajo las condiciones climáticas actuales en principio todas las vertientes con cierta inclinación están sujetas a la acción de esta modalidad de arroyada, su nivel de intensidad y la amplitud de sus consecuencias depende básicamente de dos factores: las características litológicas de la facies sedimentaria y la propia dinámica fluvial.

Por lo que se refiere al primero, la arroyada concentrada resulta más agresiva cuando actúa sobre vertientes en las que afloran facies o unidades detríticas con una composición rica en arcilla, como ocurre en los valle del Serrano y del arroyo de Valarta. Respecto al segundo factor, el desplazamiento de los cursos hacia la margen derecha habilita y mantiene una mayor actividad de la dinámica de la arroyada concentrada en esta vertiente. De acuerdo con ello las laderas más afectadas por el acarcavamiento deberían ser las de los ríos más caudalosos (como el Duratón y el Serrano), pues han tenido una mayor capacidad para desplazarse lateralmente, manteniendo siempre un margen de ataque muy activo capaz de habilitar a su vez una acción eficaz de la arroyada concentrada. En todo caso, allí donde han concurrido estos dos factores, la erosión de las laderas de los valles se ha hecho generalizada, alcanzando una gran extensión y desarrollo.

Dado que esta morfología creada por la arroyada concentrada en la vertiente derecha de los valles está inicialmente condicionada por las características litológicas propias de las diversas facies que los materiales detríticos de la subfosa terciaria presentan, se puede establecer utilizando este criterio una diferenciación o clasificación de las cárcavas que sirva de guía para su análisis morfológico.

IV.3.2.1. Las cárcavas agudas de las vertientes sobre facies miocenas arcillosas finas y sin carbonatos

En las laderas del valle del río Serrano y en las del arroyo de Valarta, las cárcavas abiertas por una activa arroyada concentrada sobre potentes niveles arcillosos de tonos rojizos con intercalaciones frecuentes de conglomerados apenas compactados alcanzan un

desarrollo espectacular formando una densa red organizada en típicos sistemas dendríticos de surcos muy profundos y perfectamente jerarquizados, separados por agudas divisorias y con escarpes de cabecera muy nítidos, adquiriendo en conjunto un aspecto de “*badland*”, en el que resulta difícil encontrar retazos de la morfología previa de la ladera.

El funcionamiento y la evolución de esta densa red de cárcavas están principal y prioritariamente controladas por la propia arroyada concentrada, que ha abierto -como se ha dicho- profundos surcos en cuyos fondos se mantiene una importante incisión vertical, al tiempo que en sus paredes la meteorización y los procesos de dinámica de vertientes están bastante atenuados o limitados, aunque introducen algunos cambios morfológicos apreciables (MUÑOZ y TANARRO, 2000). Así, durante los tiempos muertos sin actividad de la arroyada, los ciclos de humectación-desección producen la desagregación progresiva de la roca en pequeños granos o aglomerados de arcilla o arena que caen imperceptiblemente por gravedad al pie de las paredes. Además, la contracción de estos niveles arcillosos al perder humedad forma, principalmente sobre las divisorias entre surcos, una densa e irregular red de grietas de desecación, las cuales, aunque permanecen básicamente estables, constituyen posteriormente -durante los episodios en que la lluvia activa la escorrentía superficial- líneas de debilidad que son aprovechadas para la concentración y la percolación del agua. También, los deslizamientos poco voluminosos constituyen otro procesos de cierta relevancia: estos procesos se relacionan con la formación, bastante frecuente en las paredes de las cárcavas, de grietas por tracción que se desarrollan verticalmente y son posiblemente ampliadas a consecuencia de los ciclos de humectación-desección; el progresivo ensanchamiento de las mismas puede dar lugar a la caída de la masa así individualizada que puede ser en algunos casos más análoga a un desprendimiento que a un deslizamiento de tierras propiamente dicho.

Los productos movilizados por estos procesos de vertientes en las paredes de las cárcavas son arrastrados a lo largo de los regueros y surcos y se acumulan en la salida de éstas formándose por coalescencia pequeños taludes de pendiente bastante acusada, los cuales se encuentran a su vez muy incididos por abundantes canalillos o *rills*, así como pequeños flujos de derrubios o de fango. Los *rills*, que se desarrollan preferentemente y tienen mayor densidad sobre el talud detrítico en las vertientes del Serrano y del arroyo de Valarta, permanecen fijos y estables durante las épocas sin precipitaciones ante la ausencia de otros procesos que los eliminen o rellenen, con lo cual, durante nuevos episodios de lluvias, el agua de escorrentía puede aprovecharlos y volver a canalizarse fácilmente en ellos, manteniéndose de este modo un proceso eficaz de incisión vertical y de erosión regresiva.



Foto IV.36. Grietas de desecación formadas en las divisorias o paredes de las cárcavas



Foto IV.37. Desarrollo de grietas y deslizamientos en las paredes de las cárcavas

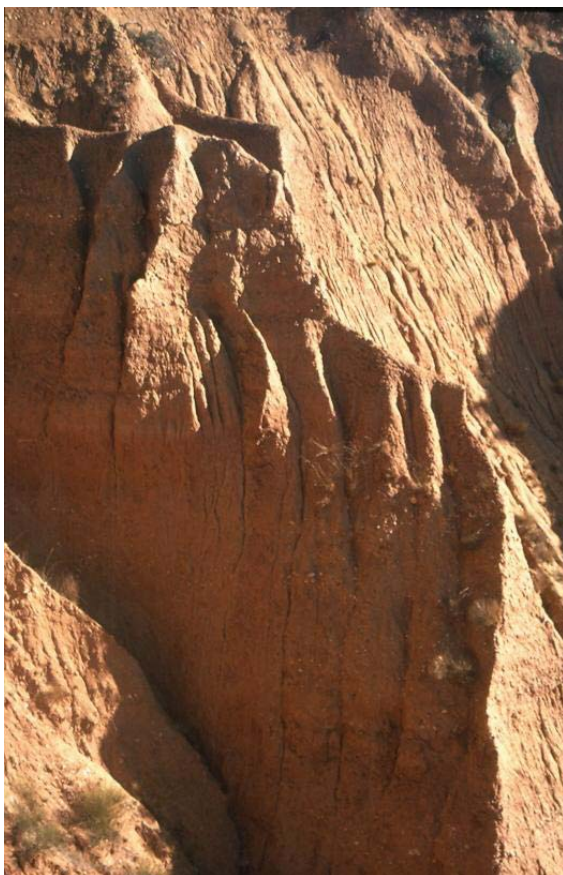


Foto IV.38. Aspecto general de las vertientes de las cárcavas afectadas por canalillos o *rills*



Foto IV.39. Detalle de la pared de un surco afectada por grietas de desecación y *rills*

En todo caso, la preponderancia que alcanza la arroyada concentrada sobre el resto de los procesos explica la morfología compleja y vigorosa -con numerosos y profundos surcos separados por agudas y afiladas divisorias- que presentan las cárcavas en estas vertientes modeladas en facies miocenas muy ricas en arcilla y en las que están ausentes los carbonatos.

IV.3.2.2. Las cárcavas redondeadas de las vertientes sobre facies miocenas areno-arcillosas gruesas ricas en carbonatos

Estas cárcavas se modelan sobre formaciones areno-arcillosas de tonos ocre con intercalaciones de niveles de conglomerados, cuya particularidad es que están mucho más compactadas por la presencia de carbonatos provenientes de relieves calcáreos de Sepúlveda y del piedemonte calcáreo de Prádena. Se desarrollan en numerosos tramos de la ladera derecha de los valles abiertos y están presentes de forma más o menos espaciada en el valle del Caslilla -entre Perorrubio y Vellosillo-, en el corto trayecto del valle del San Juan a su paso por Villafranca y en el valle del Serrano -entre Castillejo de Mesleón y El Olmo-; pero donde alcanzan su mayor desarrollo, máxima actividad y mejor y más rica expresión morfológica es en el valle del Duratón, en especial en el tramo entre Sotillo y el pueblo de Duratón.

En estos tramos la configuración morfológica de las cárcavas es por lo general más sencilla que la de las que se modelan en el valle del Serrano y en el del Valarta. Por lo general se articulan en torno a uno o varios surcos o barrancos principales, a los que vierten otros de menor tamaño y rango, separados entre sí por interfluvios relativamente suaves y redondeados; muestran además -como ya se señaló- un perfil longitudinal frecuentemente accidentado debido al afloramiento de niveles estratigráficos más duros y compactos, que da lugar a pequeños saltos o escalones. Dado que su densidad es muy inferior a la de las antes analizadas, entre ellas se conservan sectores amplios de las laderas iniciales que enlazan por medio de suaves glacis de acumulación con el fondo aluvial de los ríos o quedan levemente colgados sobre él.

Al contrario de lo que ocurre en las cárcavas modeladas sobre las facies arcillosas donde su génesis y funcionamiento se debe casi exclusivamente a la arroyada concentrada, en éstas la competencia de los diferentes procesos que intervienen en su desarrollo se encuentra más equilibrada. Aunque la arroyada concentrada y secundariamente la arroyada difusa en hilos constituyen el motor del modelado y dominan en los episodios de lluvia intensa, durante los largos períodos en que no circulan las aguas de escorrentía se produce una activa y eficaz dinámica de vertientes sobre las paredes e interfluvios de las cárcavas. Favorecida por la textura más arenosa y la mayor riqueza en carbonatos del material aflorante, se caracteriza ésta por la combinación de procesos de meteorización y de desplazamientos de derrubios, algunos de ellos muy peculiares, que atenúan y simplifican

el modelado efectuado por la arroyada (con la colaboración en algunos casos de fenómenos de “*piping*” o suffusión)

Los interfluvios y las paredes de las cárcavas y regueros, que como se ha dicho tienen una pendiente menor, entre 15 y 20°, y formas redondeadas, conservan en su superficie un recubrimiento constituido por material suelto o regolito, de espesor centimétrico, proveniente de la desagregación del sustrato rocoso, en el que se aprecian las huellas de incipientes y efímeros “*rills*”. La formación de esta capa detrítica es el resultado de un peculiar sistema de meteorización que afecta a estas facies miocenas fuertemente carbonatadas (TANARRO, 1994; MUÑOZ y TANARRO, 2000); un sistema en el que el papel dominante corresponde a la hidroclastia y a la precipitación de carbonatos y el complementario a la segregación de agujas de hielo (*pipkrakes*). La acción combinada de estos procesos provoca un cuarteamiento superficial y una desagregación de la roca compacta en granos de arena y pequeños aglomerados de arcilla, así como en diminutas concreciones esferoidales calcificadas. En los escarpes relacionados con estratos más duros y compactos la labor de zapa combinada con el cuarteamiento o agrietamiento que sufren estos pequeños escalones por efecto de una eficaz hidroclastia libera múltiples escamas o pequeños paneles o bloques rocosos que caen por gravedad al surco de la cárcava. Este singular proceso de meteorización parece afectar solamente a la capa más superficial de la roca compacta, pues el regolito o manto de alteración rara vez supera los cinco centímetros de espesor; por debajo de él aparece un tramo de espesor relativamente pequeño (10-15 cms) donde el sustrato rocoso está bastante fragmentado en pequeños trozos y finalmente, a medida que se profundiza, la roca se hace más compacta y dura. Por tanto, este fenómeno parece comenzar cuando la roca sana y desnuda está expuesta a los agentes atmosféricos; a partir de ahí actúa este tipo de intemperismo que produce con gran eficacia hasta una cierta profundidad su cuarteamiento y progresiva desagregación.

El arrastre de este manto de partículas no sólo hacia el fondo de las propias cárcavas sino también en el sentido general de la pendiente parece correr a cargo de dos procesos diferentes en cuanto al tiempo y duración de actuación. Así, durante los períodos de lluvias, la arroyada difusa en hilos o *rill wash* juega un papel fundamental en el lavado de las partículas meteorizadas. Este proceso, muy activo por tanto en épocas de lluvias fuertes e intensas, es sustituido sin embargo, durante los periodos más prolongados sin precipitaciones, por una eficaz reptación o *creep* e incluso también por deflación eólica, que tienden a desplazar lentamente estas partículas sueltas a la vez que borran y atenúan progresivamente las huellas de los hilillos de la arroyada difusa o *rills*. Por tanto, la interacción de estos procesos de dinámica de vertientes producen el barrido de estas partículas permitiendo que este peculiar proceso de meteorización pueda funcionar con eficacia y continuidad al quedar de nuevo la roca al descubierto, tras ser evacuada esta capa “protectora” de regolito.



Foto IV.40. Aspecto redondeado del interfluvio de una cárcava, que en superficie presenta un escaso recubrimiento de material desagregado o regolito



Foto IV.42. Detalle del regolito: granos de arena, pequeños aglomerados de arcilla y diminutas concreciones esferoidales



Foto IV.41. Cuarteamiento superficial y desagregación debida a la hidroclastia



Foto IV.44. Arrastre y lavado del regolito por la arroyada en hilillos (*rill wash*), durante los periodos de lluvias



Foto IV.43. Creeping y deslizamientos secos del regolito hacia el fondo de la cárcava durante los tiempos sin precipitaciones

IV.3.2.3. Las cárcavas irregulares de las vertientes sobre facies miocenas arenoso-conglomeráticas

Sobre la facies más grosera del relleno mioceno, en la que se abren entre otros el valle del Cerezuelo y el tramo del Caslilla entre Santa Marta y Tanarro, las laderas de la margen derecha están incididas por surcos de cierto desarrollo longitudinal y de profundidad variable, desde pequeños regueros hasta barrancos, los cuales se encuentran relativamente espaciados de modo que la vertiente original domina ampliamente. Parece, pues, que el material sobre el que se modelan resulta muy poco apropiado para el desarrollo de conjuntos acaravados típicos, dendríticos y bien jerarquizados, por lo que lo habitual es la formación de surcos individuales aislados entre sí.

El desarrollo y evolución de éstos está controlado por la mayor o menor actividad y competencia de la arroyada concentrada, ya que, cuando ésta comienza la apertura de los surcos, intervienen procesos de dinámica de vertientes que, actuando sobre las formaciones conglomeráticas escasamente compactadas y los lechos arenosos, proporcionan gran cantidad de material. De este modo, si la competencia de las aguas de esorrentía no es muy elevada, el aporte masivo de carga puede llegar a colapsar los indicados surcos, impidiendo o frenando su desarrollo vertical. Como se ha podido observar, cuando la incisión de los canales de arroyada corta los depósitos conglomeráticos se produce una movilización generalizada de partículas de arena y grava por reptación y lavado, junto con la caída de cantos y bloques, hacia el fondo del surco, dentro del que pueden ser arrastrados un trecho hasta detenerse, formando acumulaciones detríticas. Son, precisamente, estas acumulaciones detríticas a medio canal las que dificultan el desarrollo y evolución posterior de estos regueros si el caudal de la arroyada concentrada no es grande. Cuando dicho caudal alcanza valores excepcionalmente altos, el agua puede arrastrar y evacuar estas acumulaciones, llegando entonces a constituir barrancos profundos de incisión lineal a los que pueden afluir varios surcos menores y en cuya salida aparecen importantes conos de deyección (como se aprecia en las laderas del valle del Cerezuelo).

IV.3.2.4. Significado geomorfológico de las cárcavas

Como se acaba de exponer, el modelado de los diferentes tipos de cárcavas parece ligado muy significativamente a la composición litológica de las facies miocenas en las que se encuentran modelados los valles al atravesar la cuenca terciaria. Pero el desarrollo de las cárcavas se relaciona también de forma evidente con el desplazamiento y la consiguiente zapa lateral efectuada por los cursos fluviales, gracias a lo cual se mantiene activa una margen de ataque bajo unas condiciones climáticas que ciertamente son favorables a la actuación de las modalidades concentradas de la arroyada. Las

observaciones realizadas en los tramos de los valles modelados sobre las facies rojas arcillo-arenosas, donde el modelado de las cárcavas es más activo, muestran que existe una estrecha relación entre la presencia, el desarrollo y el nivel de evolución de las cárcavas con la importancia y la persistencia del desplazamiento lateral de los cauces; un desplazamiento que parece haber sido frenado inicialmente por la existencia del recubrimiento fuertemente compactado de la raña y claramente acelerado cuando desaparece dicho recubrimiento fanglomerático.

Los tramos del valle en los que no se acusa un desplazamiento lateral apreciable del cauce se conservan casi en su totalidad los glacis de ladera y son muy escasos los barrancos y las cárcavas. Es significativo en este sentido que el tramo inicial del valle del Serrano, aguas arriba de su confluencia con la garganta del río Valseco, presenta un perfil relativamente simétrico, con fondo estrecho y laderas regularizadas, modelado sobre los potentes niveles arcillosos de la “facies de Soto-Castillejo” que están coronados por los depósitos de raña (que se prolongan a modo de brazos paralelos levemente inclinados y con perfiles culminantes ligeramente festoneados). Las laderas de este tramo, bastante empinadas (con pendientes que pueden superar los 20°) y con desniveles de más de 80 metros, no tienen huella alguna de surcos de arroyada o cárcavas. Sin embargo, poco después -justo en el cruce de la carretera de Cerezo de Abajo-Riaza (N-112) con la comarcal que conduce a Soto de Sepúlveda- se observa ya un ligero desplazamiento del río Serrano hacia su derecha, que ha truncado el desarrollo normal de la ladera creando escarpes por zapa lateral; ello coincide inmediatamente con la aparición de pequeñas cárcavas, que comienzan a desarrollarse en el tramo inferior de la ladera, iniciándose a partir de entonces una erosión regresiva muy eficaz y rápida. A partir de Soto de Sepúlveda, cuando prácticamente desaparece la formación de la raña de la culminación de las laderas de los valles, la migración lateral del curso del río se acelera y se intensifica correlativamente el acarcavamiento de la vertiente de ataque, como se aprecia en los alrededores de Castillejo de Mesleón.

Puede decirse, por tanto, que las cárcavas modeladas en la vertiente de la margen derecha del río Serrano comienzan a abrirse en el segmento rectilíneo y de mayor pendiente del glacis de ladera previo, siendo un factor decisivo en su desarrollo el desplazamiento del río hacia la indicada margen. Este genera continuos escarpes de zapa que inestabilizan las laderas en su base, activando los mecanismos de la arroyada concentrada que, dadas las condiciones climáticas, se traducen en una erosión remontante muy agresiva, eficaz y rápida. Y es precisamente la desaparición de la coraza de la raña la que, al posibilitar un desplazamiento más acusado del cauce, favorece un retroceso más agresivo y rápido de estas laderas, tal como se ha puesto de manifiesto en el valle del arroyo de Valarta antes de su confluencia con el río Serrano.

Asimismo, en un momento determinado, bastante reciente, parece haberse producido un cambio en las condiciones climáticas que paralizó o mermó la actividad de los procesos (reptación, arroyada difusa o en manto y solifluxión laminar) que intervenían en el modelado de los glaciares de ladera iniciales. Estas nuevas condiciones ambientales, propias del Holoceno y que se prolongan hasta la actualidad, ya no son favorables para la regularización de las laderas, sino que por el contrario favorecen el funcionamiento de otros procesos especialmente relacionados con la arroyada concentrada, la consecuencia de cuya actividad es la progresiva destrucción de las laderas previas. Como se ha dicho, la acción de esta modalidad de la arroyada, todavía funcional, se materializa de forma más o menos rápida en la apertura en estas laderas de surcos e incisiones de dimensiones y densidad variable que en conjunto forman redes más o menos complejas de regueros, cárcavas o barrancos.

En resumen, el desplazamiento sistemático y continuado de los cursos fluviales ha mantenido unas laderas derechas de mucha menos anchura y de mayor pendiente en las que difícilmente se conservan los glaciares de enlace y se mantiene una latente inestabilidad. Es a esta inestabilidad, en relación con la cual se desarrollan significativas acciones de zapa basal, a la que responde -bajo el dominio de las condiciones morfoclimáticas holocenas y actuales- el desarrollo de los importantes sistemas de cárcavas que caracterizan estas vertientes “de ataque”, los cuales muestran apreciables diferencias morfológicas y dinámicas según los caracteres litológicos concretos de la facies detrítica sobre la que se modelan. Parece por tanto que el desarrollo de las cárcavas es una consecuencia del desplazamiento lateral de los cursos, que activa bajo unas condiciones climáticas propicias la sustitución de la modalidad de arroyada difusa, favorable al desarrollo de los glaciares de ladera, por otra concentrada que los destruye y tiende a sustituirlos por *badlands*.

CAPITULO V

FORMAS Y FORMACIONES DE ACUMULACIÓN DETRÍTICA: DISTRIBUCIÓN Y SEDIMENTOLOGÍA

En la descripción realizada en el capítulo anterior se ha aludido a los diferentes niveles o terrazas fluviales que jalonan sistemáticamente la margen izquierda de los valles abiertos de la cuenca sedimentaria y anteriormente se hizo referencia a los que aparecen de forma más puntual en las laderas de las hoces, especialmente en las del Duratón; todos ellos han sido cartografiados y se han localizado en una serie de perfiles geomorfológicos. Su presencia parece poner de manifiesto que el proceso de encajamiento de los valles fluviales en el área de estudio se ha visto interrumpido reiteradamente por episodios de descarga sedimentaria y relleno de fondos. El estudio sedimentológico de los materiales que componen estos diferentes niveles de acumulación fluvial, es decir el estudio los diferentes fondos aluviales que los ríos han construido a lo largo de su evolución, tiene una importancia fundamental para abordar la interpretación de dicho proceso y constituye el objetivo de este capítulo.

Como se ha dicho, el sistema de terrazas mejor desarrollado y más completo se localiza en la cuenca sedimentaria, concretamente en los valles del Duratón y del Serrano. En el primero se han diferenciado 9 niveles y en el segundo 10, que se disponen de forma escalonada y paralela a los ríos y se mantienen a cotas aceptablemente constantes respecto a los lechos actuales. En el resto de valles de la cuenca (San Juan, Caslilla y Cerezuelo) también aparecen un número importante de estos niveles, pero no presentan ni la continuidad ni el desarrollo longitudinal ni la amplitud de los anteriores. Por su parte, en el piedemonte calcáreo aparecen algunas terrazas o niveles de acumulación fluvial de pequeñas dimensiones a lo largo del cañón de las Castrosernas, mientras que en el Macizo de Sepúlveda, donde se hallan abundantes depósitos de origen fluvial, constituyen retazos formados por recubrimientos aluviales de reducidas dimensiones que están asociados al encajamiento de los ríos en las series cretácicas.

Aunque en el tramo final en hoz del río San Juan, que se encaja en el borde Sur de este macizo, se encuentran varios niveles aluviales, es en las hoces modeladas por el río Duratón al atravesarlo donde se ha reconocido un buen número de niveles de acumulación aluvial, aparentemente dispersos. No obstante en determinadas lugares o tramos se han cartografiado sucesiones escalonadas bastante completas de niveles, que permiten hacerse una idea del proceso de incisión del que derivan estos estrechos y profundos valles. Con la finalidad de articular el análisis sedimentológico, todas estas formaciones fluviales, desde la actual llanura de inundación hasta las terrazas más altas y antiguas, se han agrupado en cuatro conjuntos a los que respectivamente se ha denominado “terrazas altas”, “terrazas medias”, “terrazas bajas” y “fondos de valle” (Tabla V.1). Dicho análisis incluye un completo estudio granulométrico, litológico y morfométrico de la fracción gruesa, junto con la interpretación de la granulometría de la fracción fina, de un número apreciable de estaciones localizadas en estos depósitos fluviales, con el objeto de reconstruir las condiciones hidrodinámicas y ambientales en que se generaron así como apreciar las variaciones y cambios que han sufrido éstas durante el proceso de instalación y desarrollo de la red hidrográfica.

	Valles abiertos en la Cuenca						Valles en Hoz	
	Río Duratón	Río Serrano	Río Cerezuelo	Río San Juan	Río Castilla	A° de Valarta	Hoz del Duratón	Hoz de las Castrosernas y Hoz de la Presa del Barrio
Relanos sin depósito							+115-120 m	
Terrazas Altas	+75-80 +62-65 m	+88-90 m? +70-75 m +57-62 m		+70 m? +55 m?	+68-70 m? +56-60 m?		+105-110 m +85-95 m +65-75 m +55-60 m	
Terrazas Medias	+52-55 m +42-45 m +34-38 m +18-20 m	+48-50 m +40-45 m +25-32 m +19-23 m	+40 m +30-32 m	+46-50 m +38-40 m +30-32 m +20-22 m	+47-50 m +40 m? +30-32 m +20-22 m	+46-50 m +30-32 m +18-20 m	+45-50 m +25-30 m +18-20 m	+46-50m +24-28 m +17-20 m
Terrazas Bajas	+12-15 m +6-8 m +2-4 m	+12-15 m +6-10 m +2-4 m	+12-15 m +3-5 m	+12-15 m +4-6 m	+10-12 m +4-6 m	+3-5 m	+12-15 m +5-7 m + 2-3 m	+3-5 m

Tabla V.1. Distribución por valles y agrupación de los niveles de terrazas

Pero además, partiendo de la hipótesis de que los cursos de agua tomaron una parte sustancial de su carga de los conjuntos detríticos aflorantes en el área de estudio (formaciones detríticas del Cretácico, relleno mioceno de la cuenca sedimentaria y depósito plio-cuaternario de la raña), se ha considerado necesario estudiar también, en primer lugar, las características sedimentológicas de éstos, con el objeto de establecer sus posibles relaciones con las acumulaciones fluviales propiamente dichas.

Consecuentemente el capítulo se ha dividido en tres partes. En la primera se localizan y describen las características granulométricas, litológicas y morfométricas de las diferentes estaciones de análisis, agrupándolas según su pertenencia a cada uno de los conjuntos antes propuestos (formaciones detríticas previas a la instalación de la red fluvial actual, niveles de acumulación fluvial altos, medios y bajos y fondos de valle). En la segunda, complementaria a la anterior, se realiza un estudio comparativo global de todo el conjunto detrítico, con la finalidad de establecer las posibles semejanzas o diferencias existentes entre los distintos depósitos. Y finalmente, en una tercera parte, se interpreta el significado geomorfológico de cada una de las formaciones, buscando en definitiva establecer el mecanismo y el ambiente de sedimentación y construcción en que se generaron.

El análisis sedimentológico, fundamental en esta fase de la investigación, ha contado con un importante problema añadido, que ha sido la ausencia generalizada de “cortes vistos”. Lógicamente, siempre que se ha podido, las estaciones se ha establecido en éstos, pero por lo general, sobre todo en las terrazas ubicadas en los valles abiertos de la cuenca sedimentaria, son escasos debido a la generalización y persistencia de las actividades

agrícolas, que han alterado la estructura de los depósitos modificando la distribución natural del material; igualmente los niveles de acumulación fluvial encontrados en los tramos de hoz tan sólo consisten en un recubrimiento superficial de cantos desgastados, siendo los cortes inexistentes. Así, en bastantes casos se ha tenido que recurrir al conteo “a la mano” en el techo de las terrazas de un número de 100 cantos y al análisis morfométrico de éstos. Debido a ello, además de tener que prescindir de la información proporcionada por el análisis de la fracción fina de los depósitos, los resultados pueden sufrir algún sesgo en cuanto a la distribución litológica y la granulometría de fracción gruesa. En cambio la incidencia antrópica sobre la morfometría de los cantos no ha podido ser importante, de modo que tanto el valor de desgaste como el de aplanamiento de éstos puede considerarse que es el que adquirieron por el propio accionamiento fluvial, sin apenas modificaciones. Hay que señalar además que el análisis morfométrico de la fracción gruesa se ha realizado sobre cantos de cuarzo, ya que este material, por un lado, es el de mayor dureza y, por otro, está representando con mayor o menor proporción en todas las formaciones detríticas analizadas, lo que facilita y precisa la comparación de los resultados.

V.1. LAS FORMACIONES DETRÍTICAS ESTRATIFICADAS DE LA COBERTERA PLEGADA CRETÁCICA Y DEL RELENO MIOCENO.

Como se ha señalado, al localizarse la mayor parte de las terrazas fluviales en el interior de la cuenca sedimentaria, se ha creído conveniente llevar a cabo un estudio completo de las características sedimentológicas de las principales facies miocenas, pues en gran medida los materiales arrastrados por los ríos fueron tomados de éstas en su trayecto por la indicada cuenca. Por otro lado, algunos cursos fluviales en un momento dado de su encajamiento (como el río Duratón y el río Caslilla en los alrededores de Sepúlveda o el río San Juan en Pradenilla) también pudieron tomar material detrítico de la base del Cretácico superior. Se justifica así el sumo interés que tiene conocer las características morfométricas y granulométricas de estos materiales estratificados y tenerlas como referencia con la finalidad de interpretar con mayor fidelidad la procedencia u origen y el desgaste de las partículas que componen los depósitos aluviales.

V.1.1. LOS CARACTERES SEDIMENTOLÓGICOS DE LA FORMACIÓN DETRÍTICA SILÍCEA DEL CRETÁCICO (FACIES UTRILLAS)

Dentro de los heterogéneos materiales que integran la base del Cretácico superior sólo se ha analizado la sedimentología de los depósitos no cementados susceptibles de ser arrastrados por los ríos e incorporados a su carga de fondo como fracción gruesa. Estas condiciones concurren nada más que en los potentes niveles de conglomerados cuarcítico-cuarzosos de esta edad cuyos afloramientos ocupan una reducida extensión dentro del área

de estudio y han sido excavados puntualmente por el río San Juan cuando atraviesa el frente de cuesta de Prádena, a la altura del caserío de Pradenilla, y de forma más prolongada por los ríos Duratón y Caslilla cuando atraviesan la flexión de Sepúlveda. Aunque sólo se ha realizado un análisis sedimentológico, en una estación localizada junto a la entrada al Parque Natural de las Hoces del Duratón, en una gravera próxima al Puente de Talcano, los resultados de éste sirven para conocer la composición litológica y las características granulométricas y morfométricas generalizables al conjunto de estos afloramientos (Fig. V.1).

V.1.1.1. Composición y granulometría de los conglomerados del cretácico

El histograma granulométrico no presenta una gran amplitud, pues el 92% del conjunto detrítico se reparte de forma relativamente homogénea en todas las secuencias dimensionales comprendidas entre 20 y 80 mm, aunque con un máximo en el intervalo 40-60 mm (37% de la muestra). Esto determina una mediana de grano moderadamente alta (52 mm), derivada de la presencia importante de cantos medianos y de la ausencia de bloques, siendo el tamaño del centilo de 142 mm. Los valores bajos de los índices de *Trask* ($So=1,28$) y de dispersión global ($Dg= 47$) indican, por su parte, un depósito bien seleccionado y con escasa dispersión. La composición litológica, por su parte, está integrada básicamente por cuarcitas (64%) y cuarzos (36%), distribuyéndose en proporciones semejantes en todos los intervalos.

V.1.1.2. Morfometría de cantos de los conglomerados del Cretácico

El grado de desgaste de los cantos de cuarzo analizados en esta formación arroja valores muy altos: casi el 90% de los cantos de cuarzo muestran desgastes superiores a 300, lo que determina un valor muy alto de la mediana ($Md= 416,7$). Así mismo, el índice de aplanamiento con una clara moda entre 1,25 y 1,50 (40% de los cantos) y una mediana de 1,56, reflejan claramente una forma subesférica de los cantos. Estas características morfométricas indican sin duda un accionamiento violento y eficaz pero sobre todo muy prolongado y continuado en el tiempo. Ello es propio de ambientes marinos de margen litoral, donde el embate continuado del oleaje es capaz de llevar a cabo un eficaz redondeamiento de los cantos incluso correspondientes a litologías de extrema dureza.

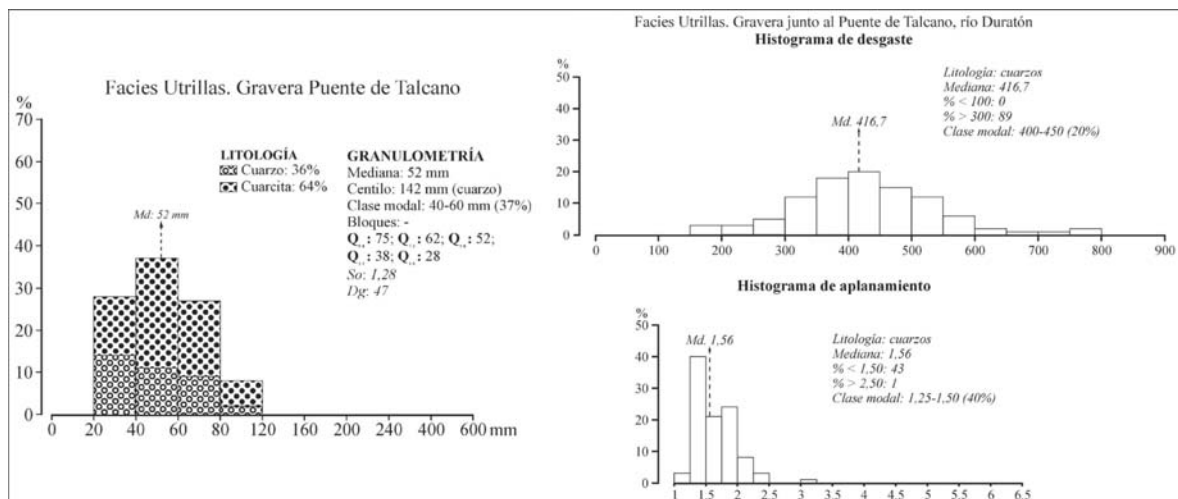


Figura V.1. Composición litológica, granulométrica y morfométrica de la fracción gruesa de los conglomerados del Cretácico

V.1.2. LOS CARACTERES SEDIMENTOLÓGICOS DE LAS FACIES MIOCENAS

Desde un punto de vista litológico y genético, las diferentes y variadas facies terciarias que rellenan la cuenca sedimentaria en el área de estudio corresponden a tres grandes abanicos aluviales, que de W a E son el abanico de Santa Marta, que tiene su área madre en el Guadarrama Oriental, el abanico de Cerezo de Abajo, cuyo ápice se situaría en Somosierra y finalmente el abanico de Soto-Castillejo, cuyos materiales procederían de los altos relieves de La Pinilla. Cada uno de estos abanicos aluviales miocenos está integrado por varias facies, en cada una de las cuales se ha realizado un estudio sedimentológico cuyos resultados se exponen a continuación y se sintetizan conjuntamente en la Tablas V.2 y V.3. El análisis de las fracciones gruesa y fina se ha realizado en los lechos conglomeráticos que alternan de forma más o menos rítmica con potentes y espesos bancos de materiales finos (arcillas, limos y arenas), aunque en ocasiones en estos niveles finos también se ha realizado el análisis de la fracción fina (única existente), con el objeto de comparar sus caracteres con los de los niveles aluviales (Figs. V.2, V.3 y V.4)

GRANULOMETRÍA DE LA FRACCIÓN FINA DE LAS FACIES MIOCENAS																
GRANULOMETRÍA	Sector de Durán			Sector de Villafranca			Sector de Vellosillo			Sector de Santa Marta		Abanico de Ríaza			Abanico de Somosierra	
	Bancos rojos arenos-arcillosos	Bancos ocre arenos-arcillosos	Matriz lechos conglomerados	Bancos ocre arenos-arcillosos	Lechos de arenas y gravas	Matriz lechos conglomerados	Bancos ocre arenos-arcillosos	Lechos de arenas y gravas	Matriz lechos conglomerados	Bancos ocre arenos-arcillosos	Matriz lechos conglomerados	El Lomo Matriz niveles de conglomerados	Autovía A-1 Matriz niveles de conglomerados	Arroyo de Valarta Bancos arcillo-arenosos	Arroyo de Valdeavares (Duruelo) Matriz conglomerados	Cerezo de Abajo (autovía A-1) Matriz conglomerados
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
2.00-1.60 mm	0.36	0.64	0.85	0.78	2.03	0.92	0.80	4.45%	3.21	5.22	2.86	0.24	0.77%	2.63	0.66	1.66
1.60-1.00 mm	6.46	5.29	8.99	9.94	15.44	10.57	9.03	22.07%	15.41	17.91	16.54	8.57	22.35%	6.13	7.64	16.73
1.00-0.80 mm	4.65	3.55	5.64	5.46	5.69	5.72	5.02	9.92%	6.97	7.09	8.51	5.55	11.63%	3.13	5.27	9.51
0.80-0.63 mm	11.11	9.03	12.80	11.11	11.78	16.10	11.23	16.16%	13.12	12.99	16.82	12.57	20.39%	8.89	12.25	18.84
0.63-0.500 mm	6.61	5.48	7.28	5.65	6.36	9.40	5.82	6.74%	6.70	6.00	7.40	6.69	8.55%	5.13	7.11	8.88
0.500-0.400 mm	9.22	8.45	9.78	8.38	9.48	13.34	8.43	7.63%	8.44	7.48	8.51	8.98	9.53%	7.88	10.28	11.37
0.400-0.320 mm	14.74	14.89	13.52	10.92	13.95	16.47	12.54	8.46%	11.93	9.06	10.19	12.41	9.53%	12.14	14.10	12.64
0.320-0.200 mm	15.98	16.96	13.78	12.67	13.68	13.21	14.84	7.89%	11.47	9.15	9.07	12.57	7.50%	15.64	14.89	9.58
0.200-0.125 mm	16.56	21.21	14.57	15.79	11.78	9.04	15.65	8.91%	11.38	10.33	9.77	14.94	5.75%	19.65	15.42	6.45
0.125-0.063 mm	11.55	12.38	9.71	14.81	7.72	4.67	13.14	6.74%	9.27	11.52	8.86	12.00	3.36%	15.64	9.62	3.38
<0.063 mm	2.76	2.13	3.08	4.48	2.10	0.55	3.51	1.02%	2.11	3.25	1.47	5.47	0.63%	3.13	2.77	0.96
INTERVALOS	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Arcilla (< 0.002 mm)	20.50	16.95	15.00	25.25	14.55	11.58	26.73	10.25	21.98	22.73	12.08	22.50	22.13	47.10	15.10	13.80
Limo (0.063-0.002)	12.55	7.15	11.15	25.75	13.15	7.53	25.18	11.95	24.68	28.13	17.33	19.60	6.95	14.20	11.10	8.65
Arena (2.0-0.063 mm)	66.95	75.90	73.85	49.00	72.30	80.90	48.10	77.80	53.35	49.15	70.60	57.90	70.92	38.70	73.80	77.55
Fracción arena	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Arena gruesa (2.0-1.0 mm)	7.02	6.06	10.16	11.22	17.84	11.56	10.19	26.80%	19.03	23.91	19.69	9.33	23.27%	9.04	8.54	18.57
Arena media (1.0-0.5 mm)	23.00	18.45	26.54	23.27	24.34	31.40	22.87	33.16%	27.37	26.96	33.22	26.25	40.83%	17.70	25.34	37.59
Arena fina (0.5-0.2 mm)	41.08	41.17	38.25	33.47	37.90	43.26	37.11	24.23%	32.52	26.55	28.19	35.92	26.73%	36.82	40.38	33.91
Arena muy fina (0.2-0.063 mm)	28.90	34.32	25.05	32.04	19.92	13.78	29.83	15.81%	21.09	22.58	18.91	28.50	9.17%	36.43	25.75	9.93
Clase modal (mm)	0.200-0.125	0.200-0.125	0.200-0.125	0.200-0.125	1.60-1.00	0.400-0.320	0.200-0.125	1.60-1.00	1.60-1.00	1.60-1.00	0.80-0.63	0.200-0.125	1.60-1.00	0.200-0.125	0.200-0.125	0.80-0.63
Mediana (mm)	0.34	0.30	0.37	0.34	0.41	0.44	0.34	0.62	0.46	0.49	0.53	0.36	0.66	0.29	0.36	0.57
INDICES																
Q ₀	0.86	0.79	1.00	1.14	1.34	1.00	0.99	1.45	1.35	1.45	1.35	0.96	1.35	0.94	0.95	1.32
Q ₂₅	0.55	0.48	0.66	0.64	0.78	0.69	0.62	1.15	0.83	0.95	0.90	0.62	0.94	0.51	0.61	0.88
Q ₅₀	0.34	0.30	0.37	0.34	0.41	0.44	0.34	0.62	0.46	0.49	0.53	0.36	0.66	0.29	0.36	0.57
Q ₇₅	0.18	0.17	0.19	0.15	0.23	0.30	0.17	0.32	0.22	0.20	0.27	0.17	0.39	0.15	0.19	0.36
Q ₁₀₀	0.11	0.11	0.11	0.09	0.12	0.17	0.10	0.14	0.12	0.10	0.12	0.09	0.20	0.10	0.11	0.19
Índice de Trask (So)	1.74	1.68	1.86	2.06	1.84	1.52	1.91	1.89	1.94	2.18	1.82	1.91	1.55	1.84	1.79	1.56
Índice de dispersión global (Dg)	0.75	0.68	0.89	1.05	1.22	0.83	0.89	1.31	1.23	1.35	1.23	0.87	1.15	0.84	0.84	1.13

Tabla V.2. Granulometría de la fracción fina de las facies miocenas

GRANULOMETRÍA, LITOLOGÍA Y MORFOMETRÍA DE LAS FACIES MIOCENAS									
	Abanico de Ríaza		Abanico de Santa Marta				Abanico de Somosierra		
	“El Guindo” Castillejo	Autovía A-1 Castillejo	Las Viñas Durán	Vellosillo	Villafranca	Santa Marta	Valdeavares Duruelo	Cerezo de Abajo	
Granulometría (mm)									
20-60	72	65	63	64	49	44	25	26	
60-120	23	28	30	30	37	41	45	36	
120-240	5	6	7	6	12	15	24	25	
>240	0	1	0	0	2	0	6	13	
Mediana (mm)	42	47	46	47	62	65	84	89	
Centilo (mm)	270 (esquisto)	425 (cuarczo)	420 (porfido)	365 (gneis)	380 (gneis)	561 (gneis)	525 (gneis)	1500 (gneis)	
Clase modal (mm)	20-40 (36%)	20-40 (34%)	20-40 (38%)	20-40 (34%)	40-60 (23%)	40-60 (27%)	80-120 (23%)	40-60 (42%)	
Índice de Trask (So)	1.42	1.39	1.63	1.42	1.55	1.48	1.47	1.64	
Índice de dispersión global (Dg)	59	83	87	60	96	104	151	238	
Composición litológica global									
Cuarzo	59	33	17	11	15	7	4	4	
Cuarcita	3	0	0	0	0	0	0	0	
Esquisto	38	35	0	0	0	0	0	0	
Gneis	0	32	34	32	33	30	69	80	
Pizarra	0	0	0	0	0	0	0	0	
Rocas filonianas	0	0	40	35	31	33	27	16	
Calizas	0	0	9	22	21	30	0	0	
Morfometría (Cuarzos 40-60 mm)									
Índice de desgaste									
% < 100	15	6	25	20	23	42	21	--	
% 100-300	81	88	71	75	75	57	75	--	
% < 300	4	6	4	5	2	1	4	--	
Mediana	163.3	187.5	153.8	150.0	142.9	111.1	150.0	--	
Clase modal	150-200 (32%)	150-200 (28%)	150-200 (32%)	100-150 (29%)	100-150 (32%)	50-100 (35%)	150-200 (35%)	--	
Índice de aplanamiento									
% < 1.5	5	15	17	20	22	16	14	--	
% 1.5-2.5	81	74	76	72	73	77	80	--	
% > 2.5	14	11	7	8	7	7	6	--	
Mediana	2.00	1.83	1.69	1.70	1.70	1.76	1.80	--	
Clase modal	1,50-1,75 (25%)	1,50-1,75 (26%)	1,50-1,75 (39%)	1,50-1,75 (32%)	1,50-1,75 (34%)	1,50-1,75 (31%)	1,50-1,75 (33%)	--	
	2,00-2,25 (24%)								

Tabla V.3. Granulometría, litología y morfometría de la fracción gruesa de las facies miocenas

V.1.2.1. El Abanico de Santa Marta

Dentro de este abanico se han diferenciado tres facies, la primera de las cuales es la facies de tonos blanquecinos de Santa Marta del Cerro, situada en las proximidades de los relieves cretácicos del piedemonte de la sierra y que puede considerarse una facies de borde. La estación analizada en ella, localizada junto a la localidad que le da nombre en la margen derecha de la ladera del Caslilla, dista unos 9 km de la culminación de la sierra, es decir del área fuente del material. Las otras dos facies (de Perorrubio-Villafranca y de Vellosillo-Duración), que definen formaciones detríticas dominadas por colores ocre, se han analizado en tres estaciones situadas en las laderas acarcavadas de los valles del San Juan, del Caslilla y del Duración, que se alejan del área fuente montañosa algo más de 15 km.

Todas estas facies constituyen una misma secuencia deposicional, de la que deriva una gran extensión del relleno mioceno de la subfosa, siendo el área fuente del material los relieves gneísicos del Guadarrama oriental, en concreto los que se localizan entre Peña Quemada, al W, y los Llanos, al E. En esta secuencia alternan bancos arcillo-arenosos, pasadas arenosas y lechos de conglomerados; en las partes centrales de la cuenca estos últimos van perdiendo espesor al tiempo que los bancos finos ganan en potencia. El análisis sedimentológico se ha realizado en los lechos conglomeráticos de estas facies ocre, los cuales tienen un espesor visible rara vez superior a los 2 m, se encuentran siempre fuertemente cementados por carbonatos y presentan una disposición interna caótica.

V.1.2.1.1. Composición y granulometría de las facies del abanico de Santa Marta

La fracción gruesa de los niveles conglomeráticos de las diferentes facies está caracterizada por una apreciable variedad litológica. Los cantos de gneis y los de composición filoniana (pórfitos) son los dos grupos predominantes manteniendo proporciones similares entre 30 y 40%; pero también la presencia de calizas es bastante importante. Sin duda la erosión de los relieves mesozoicos del piedemonte de Prádena ha contribuido a engrosar los materiales del relleno de este sector de la cuenca; incluso el depósito de Santa Marta más próximo a los relieves calcáreos muestra una composición más o menos proporcional entre las tres litologías citadas: gneis, rocas filonianas y calizas. Finalmente y en menor proporción aparecen cantos de cuarzo, cuya representación en todo caso siempre es inferior al 20%. La presencia principal de gneises y rocas filonianas indica una clara procedencia del material del sector inmediato de la sierra, mientras que -como se ha dicho- las calizas provienen de la destrucción de los relieves calcáreos adosados al pie de la sierra o que forman parte del piedemonte de la misma. Finalmente, la menor

presencia de cuarzos puede atribuirse a la distribución más dispersa de diques de esta composición.

Desde un punto de vista granulométrico, se aprecian algunas diferencias entre el depósito de la estación de análisis de Santa Marta y el del resto de las estaciones; unas diferencias que están relacionadas con la localización más próxima o alejada al área fuente. Así, el histograma de Santa Marta muestra una elevada dimensión del calibre de los cantos: el 60% de ellos son de tamaño grande, por encima de los 60 mm. Este hecho se manifiesta en una mediana alta (65 mm) y un centilo que supera el medio metro (561 mm). Por su parte, el depósito en las estaciones correspondientes a las facies más alejadas del borde de la sierra presentan un tamaño de grano algo menor (salvo en la de Villafranca, donde los intervalos muestran una cierta distribución homogénea): la clase modal se sitúa en el intervalo 20-40 mm y aproximadamente el 50% de los cantos presentan un calibre inferior a 60 mm, lo cual se refleja en una mediana algo más reducida (46-47 mm), a excepción de la del depósito de Villafranca, que se mantiene similar a la del de Santa Marta. Los centilos son también de menores dimensiones, oscilando entre los 350 y 400 mm.

Los índices de *Trask* (*So*) y de dispersión global (*Dg*) elaborados a partir de la distribución granulométrica de los cantos muestran valores propios de depósitos entre medianamente y mal clasificados, caracterizados por su estructura caótica y su heterometría. No obstante, los lechos de conglomerados de las estaciones más alejadas del área fuente presentan en general una mejor clasificación, con lo que puede decirse que a medida que aumenta el recorrido el medio de transporte realiza una cierta selección.

Por su parte, el análisis de la fracción arenosa de estos depósitos se ha efectuado sacando las muestras en la matriz fina de los lechos de conglomerados, pero también en los bancos arcillo-arenosos y en las pasadas arenosas que con frecuencia aparecen intercaladas. Todas ellas presentan en común la distribución de la cantidad de arena en proporciones más o menos idénticas en todos los tamices. Aunque en líneas generales hay un mayor predominio de la arena fina, la presencia de arena muy fina, media -y quizá en menor medida la arena gruesa- es importante. Esto supone en general una clara y repetida clase modal, con valores medianos bajos (0.125-0.200 mm de clase modal y entre 0,30 y 0,40 mm de mediana). Esta distribución granulométrica relativamente homogénea arroja índices de *Trask* superiores siempre a 1,5, que evidencian una mala selección del material. De igual modo, las curvas acumulativas de los bancos areno-arcillosos presentan un aspecto logarítmico, aunque en muchas de ellas se advierte una incipiente forma sigmoidal, indicando una mínima selección del material, que puede estar ligada a corrientes laminares. Es bastante frecuente, por otro lado, que las curvas acumulativas de la matriz de los niveles de conglomerados, así como de los lechos o pasadas arenosas tan repetidos en esta facies, muestren formas parabólicas con ligera tendencia sigmoidal, relacionadas con una mayor

presencia de la arena gruesa; ello podría indicar reactivaciones de corrientes más energéticas y más o menos canalizadas, con cierta capacidad para arrastrar arenas, gravas, cantos y bloques, pero obligadas enseguida a depositarlos por una rápida pérdida de competencia.

V.1.2.1.2. Morfometría de cantos de las facies del abanico de Santa Marta

La morfometría de los depósitos de esta facies solo se ha podido realizar sobre una muestra de 50 cantos, debido a la escasez de cuarzos en esta fracción y al reducido tamaño de sus componentes, la mayoría los cuales se concentran en el intervalo modal de 20-40 mm.

Los histogramas de desgaste de los cuarzos de los lechos de conglomerados son unimodales, con una clase modal que varía desde las proximidades de los relieves montañosos (50-100 en el depósito de Santa Marta) hacia las partes más internas de la cuenca (100-150 o 150-200); puede hablarse por tanto de un desgaste moderado, que se incrementa con la distancia al área de procedencia del material, que se manifiesta en medianas que pasan desde los 111 en los emplazamientos más cercanos, a los 143-154, en los más alejados. Por su parte el histograma de aplanamiento de todas las muestras refleja un claro intervalo modal, el de 1,50-1,75, que da lugar a medianas moderadamente bajas, que oscilan entre 1,76, en el depósito menos alejado, y 1,69-1,70 en los de mayor recorrido, lo que indica un cierto redondeamiento de los cantos, que es más acusado cuanto mayor ha sido el desplazamiento.

V.1.2.2. El Abanico de Somosierra

Este abanico está integrado por dos facies, en cada una de las cuales se ha realizado un estudio sedimentológico. La facies de grandes bloques de gneis se ha analizado en un excelente corte en la Autovía A-1 en las proximidades de Cerezo de Abajo, mientras que la denominada de Sotillo-Duruelo, lo ha sido en las laderas acarcavadas del arroyo de Valdevares, que vierte al Duratón en las cercanías de Duruelo. La estación de análisis de Cerezo de Abajo se sitúa prácticamente en contacto con el piedemonte de Somosierra y la del arroyo de Valdevares se encuentra ya algo más alejada y hacia el interior de la cuenca, distando de la anterior unos 3,5 km. No obstante puede decirse que ambas quedan dentro del ámbito de facies pertenecientes a típicas unidades detríticas de borde, ya que se localizan en las proximidades del pie de los relieves montañosos de Somosierra, siendo similares sus características granulométricas, litológicas y morfométricas.

V.1.2.2.1. Composición y granulometría de las facies del abanico de Somosierra

La composición granulométrica de la fracción gruesa del depósito en los lechos de conglomerados se refleja en histogramas bastante largos, con presencia de bloques, y en medianas de grano francamente elevadas, con valores que oscilan entre los 84 y los 89 mm, así como en intervalos modales correspondientes a cantos medianos y grandes (por lo general más del 60% de los cantos supera los 60 mm de eje mayor). Así mismo los centilos sobrepasan el medio metro e incluso en el depósito de Cerezo de Abajo muy próximo al borde de la Sierra y correspondiente a la facies de grandes bloques de gneis, éste llega a alcanzar el metro y medio. Los índices extraídos a partir de la distribución granulométrica muestran en general una mala clasificación, coexistiendo grandes bloques con cantos pequeños, lo que da un espectro de gran heterometría. Aunque los valores del índice de *Trask* indican un depósito medianamente clasificado, los valores del índice de dispersión global son en cambio característicos de una mala clasificación del material. Esto se relaciona con el hecho de que se trata de una formación sedimentaria muy próxima al área fuente, de modo que el proceso que la ha generado ha sido capaz de movilizar un espectro amplio de partículas al tiempo que ha realizado una relativa selección del material.

Los conglomerados están fundamentalmente compuestos por elementos de dos tipos litológicos: cantos de gneis, que por regla general ocupan una proporción mayor del 70%, y cantos de origen filoniano (especialmente pórfidos), siendo su proporción en torno al 25-30%. Destaca también la presencia bastante escasa de cuarzos, que rara vez superan el 10%. Esta composición litológica indica claramente que el área de procedencia de los materiales es el sector próximo de Somosierra, fundamentalmente constituido por gneises glandulares y leucogneises. Puede decirse, en resumen, que la fracción gruesa de estos conglomerados está formada por una relativa variedad de litologías, que desde un punto de vista granulométrico caracterizan a un material heterométrico, con escasa selección de los tamaños de los cantos, lo que se traduce en medianas elevadas y centilos de gran tamaño.

Estos elementos gruesos están empastados en una matriz fundamentalmente arenosa, cuya granulometría muestra una proporción más o menos similar en todos los tamaños. Esto indica una mala clasificación de las partículas, que se manifiesta en curvas acumulativas logarítmicas, a veces con tendencia a la parábola, -como ocurre en el depósito de Cerezo de Abajo-, así como índices elevados ($So=1,68$ y $2,13$ y $Dg=1,21$ y $1,28$) que muestran igualmente una mala clasificación.

V.1.2.2.2. Morfometría de cantos de las facies del abanico de Somosierra

El análisis morfométrico de este abanico sólo se ha realizado en la estación del arroyo de Valdevares, perteneciente a la facies de Sotillo-Duruelo, puesto que en la facies de

Cerezo de Abajo la práctica ausencia de cantos de cuarzo ha impedido realizarlo. Los resultados ofrecidos por el histograma de desgaste son prácticamente idénticos a los comentados en los depósitos del abanico de Santa Marta: una clara moda (35%) en el intervalo 150-200 y un índice de desgaste moderado ($Md= 150$). La mediana de aplanamiento es algo más elevada (1,80), si bien la clase modal sigue situándose en el intervalo 1,50-1,75.

V.1.2.3. El Abanico de Riaza

El relleno sedimentario correspondiente al abanico aluvial de Riaza ocupa la parte más oriental del área de estudio y tiene su origen en la erosión de la Sierra de La Pinilla, de naturaleza fundamentalmente esquistosa con muy abundantes diques de cuarzo. En este abanico se han distinguido tres facies que no tienen límites claros y presentan como rasgo fisionómico común su color rojizo, derivado de la alta presencia de materiales arcillosos. La abundancia de esquistos y micaesquistos en el indicado sector de la sierra ha dado lugar a que los productos de su meteorización sean arcillo-arenosos y a que la erosión y transporte de éstos haya generado potentes niveles rojizos de esta textura que alternan con lechos conglomeráticos. Estos últimos, a medida que se alejan de las partes apicales del abanico, disminuyen en espesor e incluso, a la altura de El Olmo, prácticamente desaparecen, siendo este el rasgo que mejor permite diferenciar las facies de este abanico.

Los niveles de conglomerados de estas facies rojas se han estudiado desde el punto de vista sedimentológico en dos estaciones: la primera está en las laderas acarcavadas del río Serrano a la altura de la cárcava de El Lomo, que se encuentra situada a unos 13 km de la culminación de la sierra; y la segunda, alejada unos 17 km de ésta, se localiza en un corte en la Autovía A-1 en el paraje de Matas Altas próximo a Castillejo de Mesleón, donde se aprecia muy bien su estructura caótica y poco cementada.

V.1.2.3.1. Composición y granulometría de las facies del abanico de Riaza

Desde una perspectiva litológica, los cantos de los niveles conglomeráticos de estas facies son fundamentalmente fragmentos de rocas metamórficas (esquistos, micaesquistos y gneises) y silíceas (cuarcitas, pero sobre todo cuarzos). A excepción de las cuarcitas, que aparecen de forma testimonial, el resto de grupos litológicos se reparten de forma más o menos equilibrada, lo que pone de manifiesto la naturaleza cuarzo-metamórfica del área fuente.

El análisis granulométrico refleja una apreciable selección del material, destacando la presencia de cantos pequeños, más del 65% de los cuales se concentra en el intervalo 20-60 mm; no obstante la presencia de centilos entre 300 y 400 mm habla de una capacidad de

arrastré relativamente elevada. En todo caso, el histograma es unimodal (clase modal situada en el intervalo 20-40 mm), los valores de la mediana de grano son moderados ($Md= 42$ y 47 mm) y los índices granulométricos pueden considerarse bajos ($So= 1,42$ y $1,39$ y $Dg= 59$ y 83), respondiendo a un depósito apreciablemente seleccionado. Llama la atención que el depósito de la estación más alejada del área fuente muestre rasgos indicadores de una mayor capacidad de arrastre, así como una mayor presencia de bloques y unos centilos de mayores dimensiones (270 y 425 mm respectivamente) y unas medianas algo más elevadas. Esto podría deberse a que la sedimentación de ambos lechos de conglomerados no se corresponde con la misma secuencia de relleno, de modo que el segundo pudo obedecer a una pulsación algo más energética.

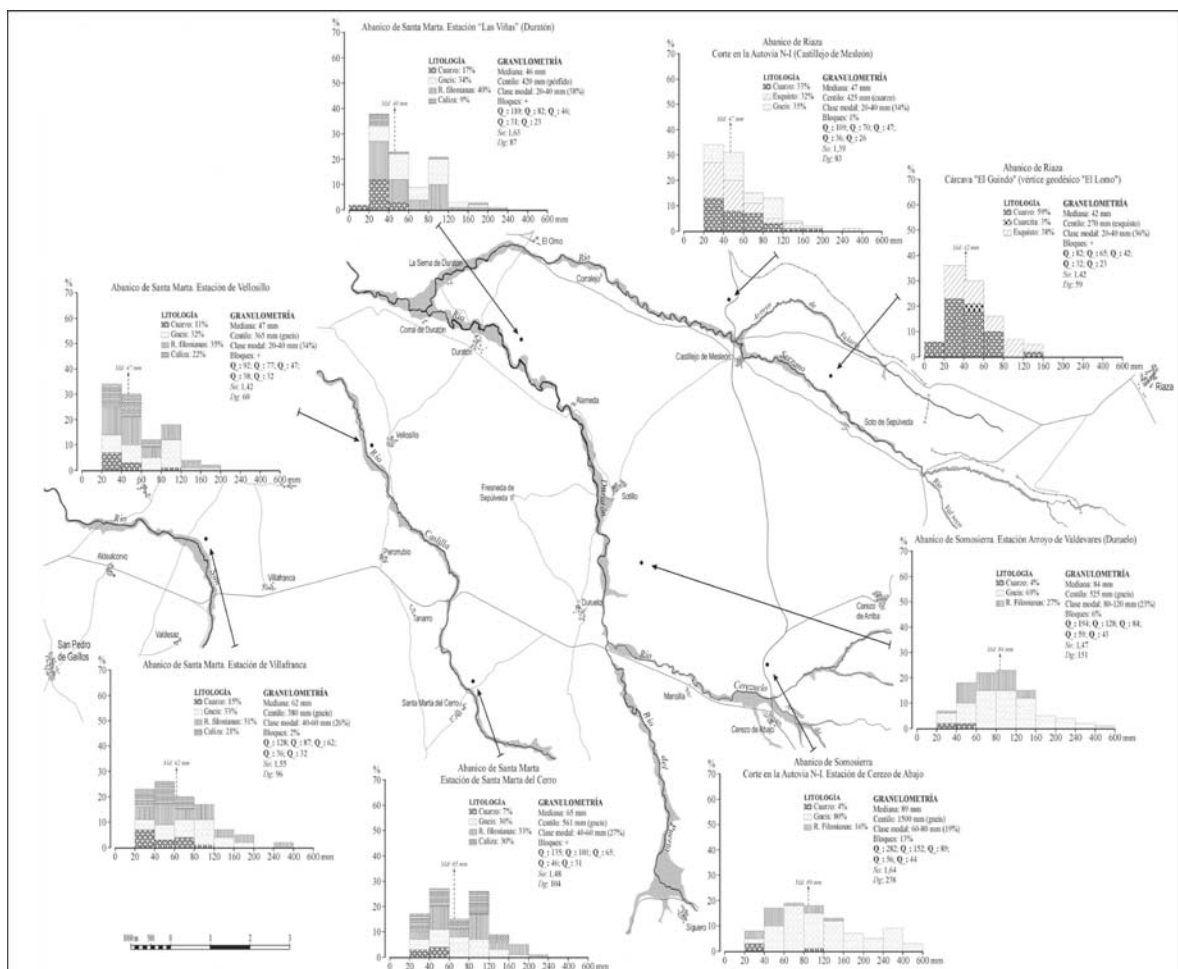


Fig. V.2. Histogramas granulométricos y litológicos de la fracción gruesa de las facies miocenas

La caracterización de la fracción fina de estas formaciones es prácticamente idéntica a la expuesta para las facies anteriores: la matriz de los conglomerados está constituida principalmente por arena (60-70% del total), cuya granulometría se expresa en curvas de aspecto más o menos parabólico con tendencia sigmoidal en su parte final. Cuenta con una proporción mayor de arena media y gruesa, lo que implica una mediana y una clase modal más altas (0,66 mm y 1.60-1.00), así como índices que reflejan una clasificación moderada de

las partículas ($So= 1,55$ y $Dg= 1,15$). Probablemente se relaciona con el funcionamiento de canales de cierta energía, que depositan su carga de forma forzada al disminuir rápidamente su competencia. Por su parte, las arenas de los bancos arcillo-arenosos muestran curvas acumulativas granulométricas de forma logarítmica con cierta tendencia sigmoidal, propias de una mala clasificación de material ($So=1,80-1,90$). Esta mala selección de las partículas se debe a la equilibrada distribución porcentual de la carga sedimentaria en las diferentes fracciones, aunque suele predominar la arena fina, lo que supone una clase modal clara en el intervalo 0.200-0.125-mm y medianas bajas (0,36).

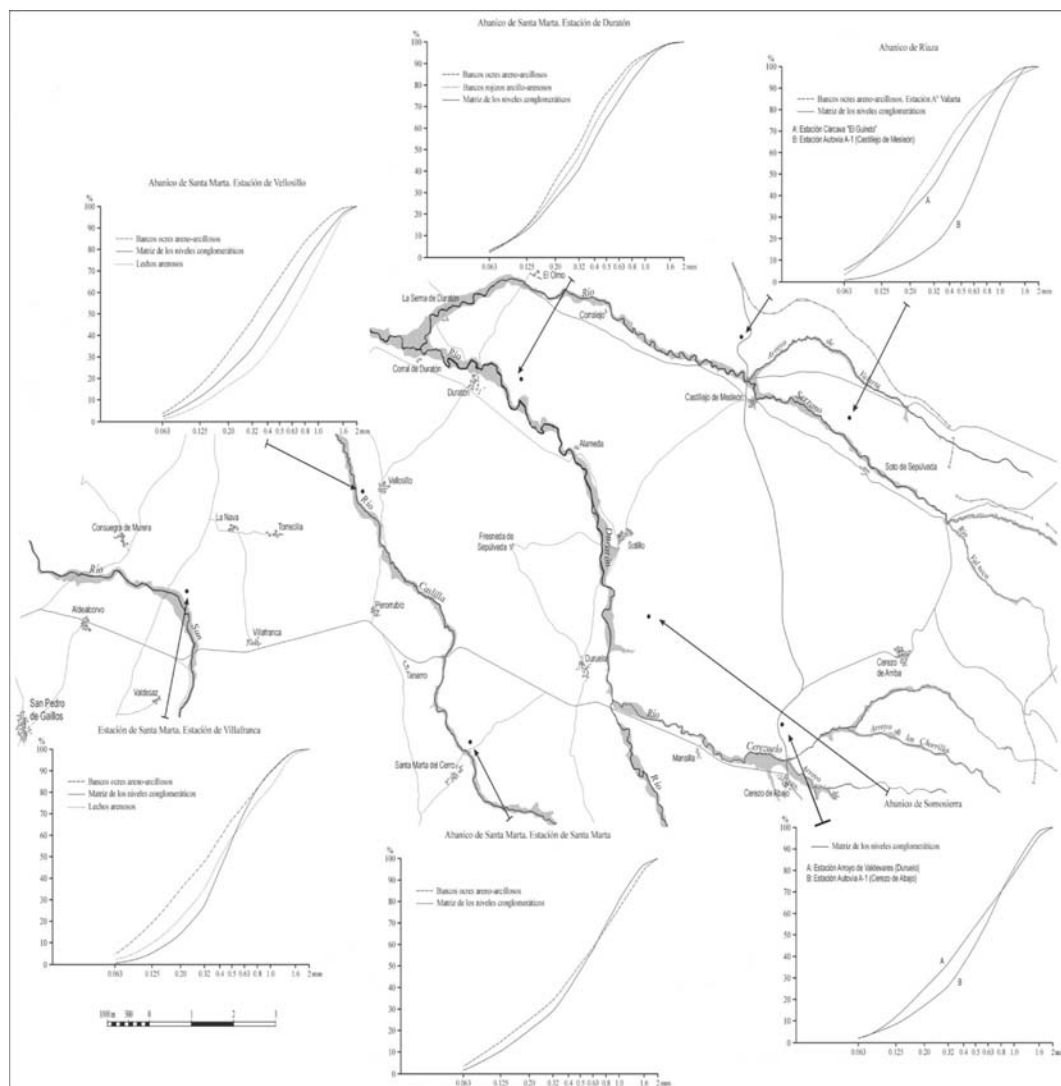


Fig. V.3. Curvas acumulativas de la fracción arena de las facies miocenas

V.1.2.3.2. Morfometría de cantos de las facies del abanico de Rianza

Las características morfométricas de estas formaciones sedimentarias miocenas dependen de su proximidad al área madre o, lo que es lo mismo, al recorrido mayor o menor que ha sido desplazado el material. Así, el histograma de desgaste de la estación de análisis menos alejada



9 9 9 7 9

V.2. LAS FORMAS Y FORMACIONES DE ACUMULACIÓN PREFLUVIAL Y FLUVIALES DE TRANSICIÓN

Bajo esta denominación se agrupan las formaciones sedimentarias relacionadas con el tránsito de la fase de relleno de la cuenca a la fase de disección de la misma o con los primeros momentos de establecimiento de la red fluvial cuaternaria y el comienzo de la fragmentación del relieve acumulativo creado a finales del Terciario. Entre ellas están, de una parte, la formación fanglomerática de la raña, que se ha considerado tradicionalmente como el episodio terminal del relleno sedimentario, y de otra, las formaciones aluviales más antiguas - denominadas en este trabajo como “terrazas altas”-, de aspecto y características sedimentológicas semejantes a la raña y que de hecho, como se intentará corroborar con los análisis, suponen o derivan de la removilización de la citada formación.

V.2.1. LAS ACUMULACIONES PREVIAS A LA INSTALACIÓN DE LA RED DE VALLES ACTUAL: LA RAÑA Y SUS CARACTERES SEDIMENTOLÓGICOS

V.2.1.1. Localización y extensión de los niveles de raña

Ya se explicó al describir la raña de Riaza que ésta se encuentra constituida fundamentalmente por dos grandes abanicos, con ápices bien diferenciados: el primero, incluido totalmente dentro del área de estudio, es el de La Pinilla que arranca del emplazamiento de la homónima estación de esquí a una altitud de 1500 m y cuyo ápice -como ya se ha indicado reiteradamente- constituye la separación natural entre los ríos Serrano y Cerezuelo; y el segundo es el abanico propiamente dicho de Riaza, cuyo ápice se sitúa en la localidad de Riofrío de Riaza a una cota más baja (1280-1300 m a la salida del puerto de la Quesera). Se trata de un mismo nivel o generación de raña, con la única diferencia de que sus ápices se encuentran en lugares y a cotas topográficas diferentes.

Las características sedimentológicas de la formación que constituye esta raña del borde nororiental del Sistema Central se han analizado en tres estaciones (Tablas V.4 y V.5). La primera y más elevada topográficamente forma parte del cuerpo central del abanico de raña de La Pinilla: se trata de un corte en el desmonte del ferrocarril Madrid-Burgos localizado en el paraje de El Cubillo a una altitud de 1215 m, situándose a 5 km del ápice del indicado abanico. El corte visible presenta cierto espesor, probablemente entre 3 y 4 m, pero el talud se encuentra derrubiado por lo que no se aprecia con claridad el contacto de la formación de la raña con los materiales del mioceno o con el propio zócalo.

Por su parte, las otras dos estaciones quedan dentro del ámbito del abanico de raña de Riaza, aunque se sitúan en un área donde contactan los dos abanicos citados por lo que es

GRANULOMETRÍA DE LA FRACCIÓN FINA DE LA FORMACIÓN DE LA RAÑA			
GRANULOMETRÍA	Cárcava del Arroyo de Valarta %	Carretera N-110 Punto vía de tren %	Vía de Tren Paraje "El Cubillo" %
2.00-1.60 mm	4,76	0,73	0,71
1.60-1.00 mm	41,13	9,03	5,35
1.00-0.80 mm	21,28	3,65	3,21
0.80-0.63 mm	19,70	10,22	8,44
0.63-0.500 mm	2,81	6,39	5,83
0.500-0.400 mm	2,24	10,13	9,16
0.400-0.320 mm	2,16	16,15	15,22
0.320-0.200 mm	2,31	17,24	18,19
0.200-0.125 mm	2,16	15,51	19,50
0.125-0.063 mm	1,23	9,12	11,89
<0.063 mm	0,22	1,82	2,50
INTERVALOS	%	%	
Arcilla (<0.002 mm)	23,20	39,43	49,83
Limo (0.063-0.002)	7,65	6,78	7,67
Arena (2.0-0.0063 mm)	69,15	53,80	42,50
Fracción arena	%	%	
Arena gruesa (2.0-1.0 mm)	45,99	9,94	6,22
Arena media (1.0-0.5 mm)	43,89	20,63	17,93
Arena fina (0.5-0.2 mm)	6,72	44,33	43,66
Arena muy fina (0.2-0.063 mm)	3,40	25,09	32,20
Clase modal (mm)	1.60-1.00	0.320-0.200	0.200-0.125
Mediana (mm)	0,97	0,35	0,30
INDICES			
Q ₉₀	1,50	0,93	0,79
Q ₇₅	1,30	0,57	0,49
Q ₅₀	0,97	0,35	0,30
Q ₂₅	0,74	0,19	0,16
Q ₁₀	0,49	0,12	0,10
Indice de Trask (So)	1,32	1,73	1,75
Indice de dispersión global (Dg)	1,01	0,81	0,69

Tabla V.4. Composición granulométrica de la fracción fina de la formación de la raña

GRANULOMETRÍA, LITOLOGÍA Y MORFOMETRÍA DE LA FORMACIÓN DE LA RAÑA			
Granulometría (mm)	Cárcava Arroyo de Valarta	Carretera N-110	Vía de tren "El Cubillo"
20-60	75	55	54
60-120	22	36	34
120-240	3	8	10
>240	0	1	2
Mediana (mm)	43	59	55
Centilo (mm)	155 (cuarzo)	335 (cuarzo)	455 (Cuarzo)
Clase modal (mm)	20-40 (37%)	40-60 (40%)	40-60 (35%)
Indice de Trask (So)	1,31	1,31	1,37
Indice de dispersión global (Dg)	50	74	92
Composición litológica global			
Cuarzo	89	57	70
Cuarcita	11	10	7
Esquisto	0	14	23
Gneis	0	0	0
Pizarra	0	13	0
Rocas filonianas	0	6	0
Calizas	0	0	0
Morfometria (Cuarzos 40-60 mm)			
<i>Indice de desgaste</i>			
% < 100	10	9	4
% 100-300	72	88	88
% < 300	18	3	8
Mediana	181,8	173,9	186,0
Clase modal	150-200 (24%)	150-200 (41%)	100-150 (26%)
<i>Indice de aplanamiento</i>			
% < 1,5	11	10	14
% 1,5-2,5	81	75	77
% > 2,5	8	15	9
Mediana	1,76	2,03	1,8
Clase modal	1.25-1.50 (23%)	1.75-2.00 (25%)	1.75-2.00 (27%)
	1.50-1.75 (23%)	2.00-2.25 (25%)	

Tabla V.5. Composición granulométrica, litológica y morfométrica de la fracción gruesa de la formación de la raña

de esperar que reúnan características sedimentológicas de ambos. Concretamente, la segunda estación está situada en un corte antrópico realizado en un desmonte de la carretera N-110 (km 122, en el paraje de La Praderona) sobre la ladera derecha del río Serrano; este corte se ubica a un altitud de 1170 m y dista unos 5,5 km del ápice de la raña de Riaza y unos 8 km del ápice de la raña de La Pinilla. Y finalmente, la tercera estación se halla en una de las partes más distales de abanico de Riaza sobre la ladera derecha del arroyo de Valarta, en el paraje de Canrubia; en concreto se localiza en la cabecera de una gran cárcava coronada por el depósito de la raña a una altitud absoluta de 1120 m, y dista unos 9,5 km y unos 12 km de los ápices de la raña de Riaza o de La Pinilla respectivamente. En esta última estación de análisis el corte visible tiene un espesor de aproximadamente 1 m, apoyándose en discordancia sobre la facies roja miocena de Castillejo-Soto.

V.2.1.2. Composición y granulometría de los depósitos de raña

La composición litológica de la fracción gruesa en la parte central de ambos abanicos de la raña es relativamente variada, aunque con una presencia mayoritaria del cuarzo cuyo porcentaje suele superar el 60% del total; junto con él aparecen en proporciones variables otras litologías, siendo los esquistos los más abundantes, seguidos de las cuarcitas, las pizarras y las rocas filonianas de tipo pórfido. Es de destacar la ausencia de pizarras en el depósito del abanico de La Pinilla, contrastando con lo observado en el de Riaza. A falta de realizar análisis sedimentológicas de la raña en más estaciones, parece claro que las características litológicas del área fuente de uno y otro abanico son sensiblemente diferentes: cuarzo-esquistosa en el primero y más variada (cuarzo, cuarcitas, esquistos, pizarras, etc), en el segundo. Sin embargo en la parte distal del abanico de Riaza la presencia de cuarzos es mayoritaria, constituyendo casi el 90% de la fracción gruesa en la muestra analizada. Parece que el aumento progresivo de la proporción de cuarzo y la igualmente progresiva disminución de la del resto de grupos litológicos, salvo la cuarcita que mantiene más o menos su proporción, se debe al incremento del intervalo de su transporte en masa. En líneas generales, puede decirse que la composición de la fracción gruesa de las rañas de Riaza, en especial del abanico de La Pinilla, es de naturaleza básicamente cuarzosa. Este cuarzo en una sierra metamórfica proviene –como se explicó en el capítulo referente a la litología- de la presencia abundante de venas o diques de cuarzo en el entorno de la falla de Berzosa-Honrubia (ARENAS *et al.*, 1982; GONZÁLEZ CASADO, 1987c); de hecho las observaciones de campo han permitido apreciar, en la culminación de la sierra de La Pinilla, cómo las series esquistosas están continuamente inyectadas o atravesadas por innumerables diques cuarzo que adquieren localmente una cierta amplitud.

Las diferencias señaladas entre las partes distal y central de los abanicos de la raña se notan también en las características granulométricas de los depósitos. La mediana de grano, la clase modal y el centilo son mayores en el cuerpo central de los abanico de La Pinilla y Rianza (55 y 59 mm, 35 y 40% en el intervalo 40-60 mm y 455 y 335 mm respectivamente, con presencia de bloques en ambos) que en la distal (43 mm, 37% en la de 20-40 mm y 155 mm). No obstante ambos histogramas reflejan un material homométrico o una cierta selección, como lo demuestra el índice de clasificación de *Trask* (*So* entre 1,31 y 1,37) y el de dispersión global (*Dg* entre 50 y 92, que disminuye con la distancia recorrida por el depósito), cuyos valores entran en los niveles propios de un material entre medianamente y bien clasificado (Fig. V.5).

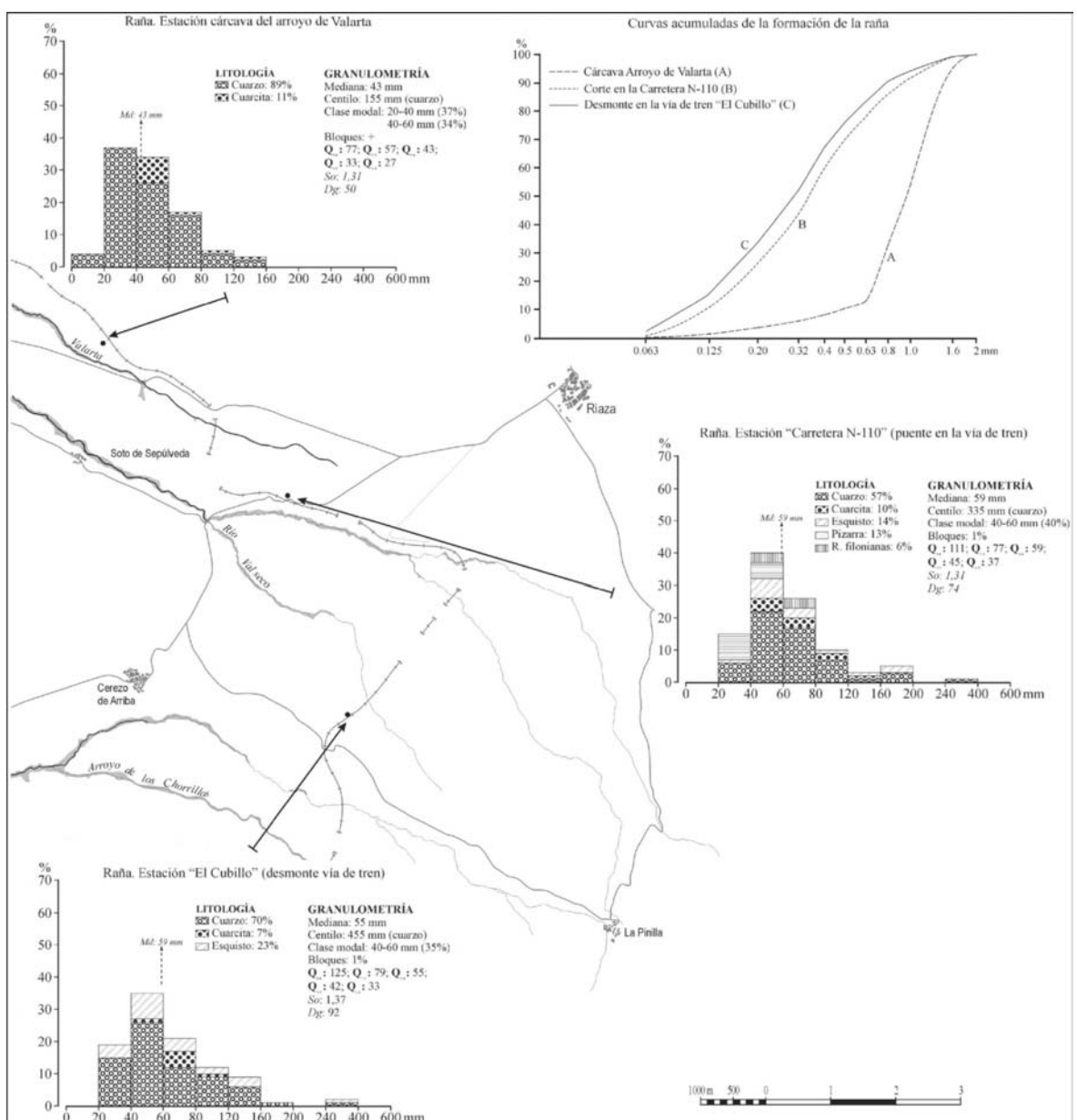


Fig. V.5. Histogramas granulométricos y litológicos de la fracción gruesa y curvas acumuladas de la fracción arena de la formación de la raña

La matriz que engloba los cantos de la raña es fundamentalmente arcilloso-arenosa, siendo en las partes próximas al ápice ligeramente más arcillosa, mientras que en las áreas distales la presencia de arena es ya bastante superior. La granulometría de las arenas en estas áreas distales muestra una curva acumulada de aspecto parabólico (con una ligera inflexión sigmoidal en su parte final), propia de acumulaciones forzadas, donde el material fino ha continuado su transporte, como lo estaría indicando que menos del 10% del total de la muestra se corresponda con arena fina y muy fina. El índice de *Trask* bastante bajo (1,32) muestra, además, un material bien seleccionado como lo demuestra que el 40% de las arenas se concentren dentro de la clase modal (1.00-1.50 mm), representado las arenas gruesas el 46% del total de la muestra.

Por su parte, las curvas granulométricas en los sectores centrales y próximas al ápice presentan una forma entre logarítmica o muy levemente sigmoidal en su tramo inferior y medio, terminado en una forma ligeramente convexa en su parte final. La forma de las curvas corresponde a un material pobremente seleccionado, lo que es corroborado por índices de *Trask* elevados, indicativos de una mala clasificación de las arenas ($So = 1,73$ y $1,75$), aunque la dispersión es baja ($Dg = 0,81$ y $0,69$). Estos datos señalan que las arenas se concentran con cantidades parecidas entre los tamices de 0.063 a 0.80 mm (siendo la clase modal de 0.200-0.320, con el 17,24% en la raña de Rianza y de 0,125-0,200 con el 19,5% para la raña de la Pinilla). A diferencia de la anterior, la presencia de arena fina y muy fina es bastante más elevada (superior al 70%), mientras que la proporción de arena gruesa es inferior al 10%.

V.2.1.3. Morfometría de cantos en los depósitos de raña

Los histogramas de desgaste de los cantos de cuarzo en los depósitos del abanico de Rianza son unimodales (Fig. V.6), con una clase modal situada en el intervalo 150-200. Se aprecia asimismo un mayor desgaste en los cantos de las partes distales ($Md = 181,8$) frente a los de sector central del abanico ($Md = 173,9$). Por su parte, el valor mediando del índice de desgaste del depósito del abanico de La Pinilla es, a pesar de su menor recorrido y su localización más próxima al área de cabecera, algo mayor (186), si bien el histograma es bimodal con una moda situada en la fracción 100-150 (26%) y 150-200 (25%). En todo caso, la presencia de cantos con desgastes superiores a 300 es prácticamente inapreciable en las estaciones situadas en el cuerpo intermedio de ambos abanicos de la raña, aumentando sensiblemente en las distales. Puede hablarse por tanto de un desgaste apreciable, teniendo en cuenta además el escaso desplazamiento que han sufrido los materiales. Así mismo, los histogramas de aplanamiento reflejan una mayor proporción de cantos aplanados en los sectores centrales de los abanicos que en los distales.

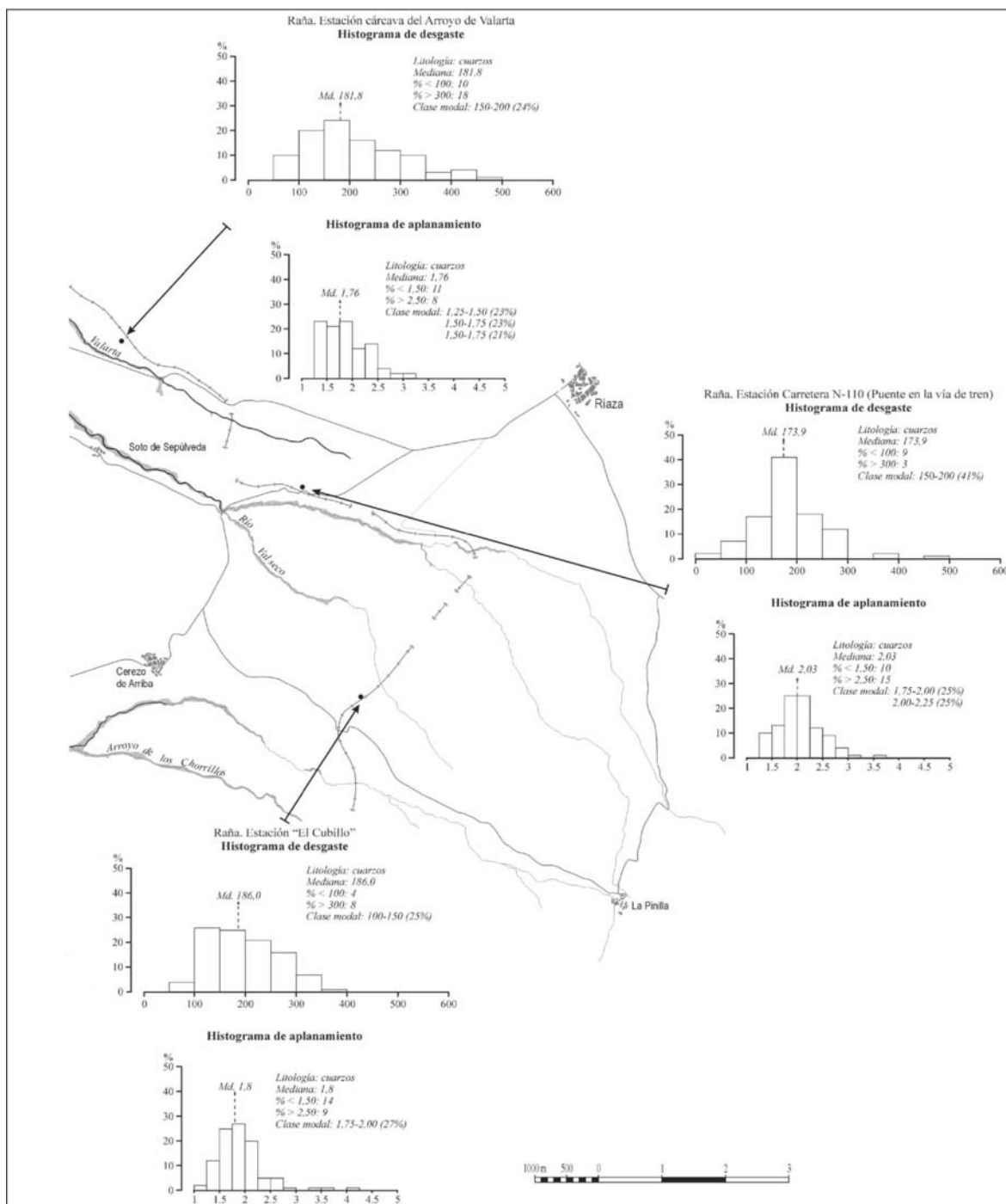


Fig. V.6. Histogramas de desgaste y aplanamiento de la fracción gruesa de la formación de la raña

V.2.2. LOS NIVELES ALUVIALES DE TRANSICIÓN: LAS "TERRAZAS ALTAS"

Estas terrazas altas están representadas en dos ámbitos: en el interior de la cuenca sedimentaria, donde los ríos han modelado complejos sistemas de niveles aluviales, y en el macizo de Sepúlveda, donde perviven una serie de rellanos colgados con recubrimiento de facies fluvial. Se ubican estos en las laderas de las Hoces del Duratón y manifiestan una evidente asociación con el propio encajamiento de este río en las dolomías cretácicas.

V.2.2.1. Localización y extensión de las terrazas altas en la cuenca

En la cuenca sedimentaria las terrazas altas se encuentran en todos los valles, si bien presentan una mayor continuidad y desarrollo en los del Duratón y del Serrano. En el primero se han cartografiado dos niveles (+75-80 m y +62-65 m) y en el segundo tres, aunque el más alto es dudoso (+88-90 m?, +70-75 m y +57-62 m). También es de destacar el nivel encontrado en el valle del Cerezuelo culminando un tramo de su ladera de la margen derecha en las proximidades de Cerezo de Arriba y a una altitud de +80-85 respecto al fondo actual; este depósito, aunque ha sido cartografiado por los geólogos como un segundo nivel de raña (ITGME, 1994), presenta -como se verá- unos rasgos sedimentológicos más próximos a un sedimento fluvial. Finalmente, también aparecen algunos niveles altos en los valles del Caslilla (+70 m? y +56-60 m?) y del San Juan (+68-70 m? y +55 m?), pero se encuentran algo más difuminados y ofrecen mayores dudas. En estos últimos dos valles, las principales dificultades para asegurar con certeza que estos escalonamientos constituyen terrazas estriba, de una parte, en la larga dedicación al cultivo, lo cual ha dispersado y desestructurado estos presuntos depósitos, y, de otra, en la presencia en la superficie de algunos cerros, no relacionables con los cursos actuales, de recubrimientos de cantos semejantes a los descritos.

Las terrazas más altas de los valles principales se encuentran culminando las laderas de las márgenes de la izquierda, especialmente en sus tramos medios y altos, y aparecen como cerros o pequeñas plataformas cuyo rasgo más representativo es el profuso recubrimiento superficial de cantos que presentan, el cual se ha analizado en cuatro estaciones. Dos de ellas se localizan en el valle del Serrano: la primera en el paraje de Prado Redondo sobre un nivel de aterrazamiento inmediatamente inferior a las partes más distales de la raña, y la segunda en el paraje del arroyo de Valdiuste, muy próxima a la anterior (a apenas 1 km) en un amplio rellano aluvial ligeramente inclinado hacia el N. En ambas estaciones, que corresponden a un mismo nivel de acumulación situado a una altura relativa de +70-75 m, el depósito detrítico se apoya sobre las formaciones miocenas de la facies de Castillejo de Mesleón. Éste registra un espesor de apenas 1,5 m y presenta una estructura caótica sin reconocerse ninguna estructura.

El tercer depósito analizado corresponde a la terraza +80-85 m y la estación se ha localizado en la margen derecha del río Cerezuelo, en el paraje de La Hoyada, sobre una extensa y estrecha superficie ligeramente inclinada que se extiende en la dirección del valle del Cerezuelo (ENE-WSW) entre Cerezo de Arriba y Cerezo de Abajo. La presencia de una gravera superficial deja ver parte de la formación aluvial, que se encuentra también en un nivel altitudinal inmediatamente inferior a la raña, aunque la superficie de ésta se prolonga algún kilómetro más hacia la cuenca. Y finalmente, el último depósito analizado se halla en el valle del Duratón en el paraje de El Prado-Los Redondos situado entre Duruelo y la Fresneda de Sepúlveda; en él se localizan una serie de cerros estrechos y

relativamente alargados a una cota relativa de +70-75 m, cuyo rasgo más significativo es la presencia en su superficie de un profuso canturreal. Ante la ausencia de cortes en estas terrazas altas, se ha procedido tan solo al estudio sedimentológico de la fracción gruesa, tomando las muestras sobre la propia superficie (Tabla V.6).

V.2.2.2. Localización y extensión de las terrazas altas en la rampa y en el macizo de Sepúlveda

En la rampa de piedemonte no se ha reconocido ningún nivel aluvial incluido dentro de las terrazas altas; por el contrario en el macizo de Sepúlveda sí se ha encontrado una completa serie de niveles aluviales que cuentan con componentes situados a gran altura sobre los lechos actuales. Se trata de replanos de reducidas dimensiones que muestran un recubrimiento superficial constituido por cantos rodados y que se distribuyen a lo largo de las laderas de las hoces del Duratón fundamentalmente en su margen derecha, desde el inicio de éstas hasta prácticamente su final. Dada su escasa amplitud y, en ocasiones, su alejamiento de los bordes actuales del cañón, los niveles de acumulación aluvial se han detectado y reconocido por medio de un exhaustivo trabajo de campo; una vez localizados en el terreno se identificaron fácilmente en las fotografías aéreas, ya que las áreas ocupadas por estos niveles fueron puestas en cultivo durante un largo periodo de tiempo. Actualmente, salvo excepciones, están abandonados por el hombre, pero aún son distinguibles por la presencia de un matorral de tomillos que ha colonizado estos antiguos retazos aluviales cultivados.

Por lo normal se han identificado cuatro niveles situados aproximadamente a +105-110 m, +90-100 m, +80-85 m y +60-70 m, los cuales aparecen en varios puntos de la hoz correspondientes a tres sectores de la misma: las laderas de Santa Cruz, donde están representados tres de estos niveles, las laderas de la Presa de Molinilla, donde aparecen otros tres, y las del Monasterio de la Hoz, donde se localizan dos. Dada la singularidad de estos depósitos y la dificultad de encontrar formas antiguas de acumulación fluvial en este tipo de valles estrechos y escarpados (GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, 1993), se ha realizado el análisis sedimentológico en cada una de las terrazas altas que se han encontrado, lo que en total supone el establecimiento y estudio de 13 estaciones. Sin embargo, la ausencia de cortes ha obligado a trabajar sobre el techo o superficie de estas terrazas, donde -debido a las alteraciones antrópicas- sólo se ha podido estudiar la fracción gruesa. En todo caso, los análisis sedimentológicos y geomorfológicos efectuados aportan importantes datos para interpretar las fases iniciales del encajamiento del río, así como para reconstruir los cambios del trazado que experimentó el curso de agua cuando incidía en el macizo calcáreo de Sepúlveda.

El análisis de las 4 estaciones seleccionadas en el interior de la cuenca sedimentaria y las 13 estaciones establecidas en el ámbito de los cañones, en especial en las Hoces del

Duración, permite definir las características sedimentológicas de las terrazas altas que se exponen a continuación (Tabla V.7).

V.2.2.3. Composición y granulometría de las formaciones aluviales altas

El rasgo más significativo de los depósitos de las terrazas altas situadas en la cuenca sedimentaria es su composición litológica homogénea, ya que están constituidos casi exclusivamente por cuarzo (generalmente más del 90% de las muestras son cantos de cuarzo y el resto corresponde a cuarcitas). La procedencia inmediata de este grupo litológico hay que situarla en la formación de la raña, que parece que en las etapas iniciales del encajamiento de los ríos fue la principal fuente de alimentación de carga de los mismos. La composición litológica presenta sin embargo sensibles diferencias en los niveles encontrados en las hoces, ya que, aunque la presencia de los cuarzos sigue siendo mayoritaria (su proporción nunca disminuye por debajo del 70% de la muestra), se aprecia un ligero aumento de la presencia de cuarcitas (Fig. V.7 y V.8). El aumento relativo de los componentes de esta litología podría relacionarse con los aportes de los ríos afluentes que tienen su cabecera en el dorso de la cuesta de La Serrezuela, donde entre otros materiales afloran los conglomerados cuarcíticos el Cretácico. Estos ríos y arroyos se unirían dando lugar al río de la Hoz, que al encajarse en el macizo de Sepúlveda forma el cañón de la Hocquilla y desemboca en el Duración en la proximidades de Santa Cruz. Teniendo en cuenta el área de procedencia la presencia de cantos de caliza sería lógica; su escasez en las muestras podría deberse a su menor resistencia a las labores agrícolas y al hecho de que los análisis sedimentológicos se han efectuado en superficie (si se hubieran realizado en cortes, la proporción de esta litología habría sido bastante mayor).

En lo relativo a la granulometría, la fracción gruesa de los depósitos de las terrazas altas tanto de la cuenca sedimentaria como de las Hoces del Duración muestra rasgos correspondientes a la acción de una dinámica fluvial medianamente competente: medianas de grano que por regla general superan los 40 mm y una clara moda en el intervalo 40-60 mm. Los histogramas son, como se ha indicado, unimodales, aunque hay algunas estaciones que presentan el máximo no en el intervalo indicado, sino en el de 20-40 mm. No obstante, prácticamente el 60% de los cantos de todas las estaciones tienen tamaños inferiores a 60 mm, lo que indica también una apreciable selección del material. En este sentido, los índices elaborados muestran valores que oscilan en las terrazas de la cuenca sedimentaria entre un valor mínimo de 1,25 y máximo de 1,39 para el índice de *Trask* (*So*) y entre 55 y 60 para el índice de dispersión global (*Dg*), mientras que en los niveles de las Hoces del Duración estos índices se sitúan entre 1,17 y 1,44 y entre 25 y 66 respectivamente; todos ellos se mueven dentro de los márgenes propios de un sedimento bien clasificado.

GRANULOMETRÍA, LITOLOGÍA Y MORFOMETRÍA DE LAS FORMACIONES FLUVIALES DE TRANSICIÓN				
	Río Serrano		Río Duratón	Río Cerezuelo
	T + 70-75 m "Cerro Arroyo de Valdiuste"	T + 70-75 m "Cerro Prado Redondo"	T + 75-80 m "Cerro El Prado" Duruelo	T + 80-85 Gravera "La Hoyada" Cerezo de Arriba
Granulometría (mm)				
20-60	82	75	55	62
60-120	17	22	43	35
120-240	1	3	2	3
>240	0	0	0	0
Mediana (mm)	35	44	58	53
Centilo (mm)	180 (cuarzo)	325 (cuarzo)	180 (cuarzo)	155 (cuarzo)
Clase modal (mm)	20-40 (53%)	40-60 (39%)	20-40 (27%) 40-60 (27%)	40-60 (43%)
Índice de Trask (So)	1,39	1,33	1,43	1,25
Índice de dispersión global (Dg)	56	55	60	57
Composición litológica global				
Cuarzo	98	89	98	100
Cuarcita	2	11	2	0
Esquisto	0	0	0	0
Gneis	0	0	0	0
Pizarra	0	0	0	0
Rocas filonianas	0	0	0	0
Calizas	0	0	0	0
Morfometría (Cuarzos 40-60 mm)				
<i>Índice de desgaste</i>				
% < 100	11	11	2	5
% 100-300	75	67	42	75
% < 300	14	22	56	20
Mediana	195,1	222,2	313,7	230,8
Clase modal	100-150 (23%) 200-250 (23%)	200-250 (26%)	250-300 (19%) 350-400 (18%)	200-250 (27%)
<i>Índice de aplanamiento</i>				
% < 1,5	7	11	18	11
% 1,5-2,5	81	76	77	80
% > 2,5	12	13	5	9
Mediana	1,84	1,90	1,76	1,85
Clase modal	1,50-1,75 (31%)	1,50-1,75	1,50-1,75 (29%)	1,50-1,75 (28%)

Tabla V.6. Composición granulométrica, litológica y morfométrica de las terrazas altas en la cuenca

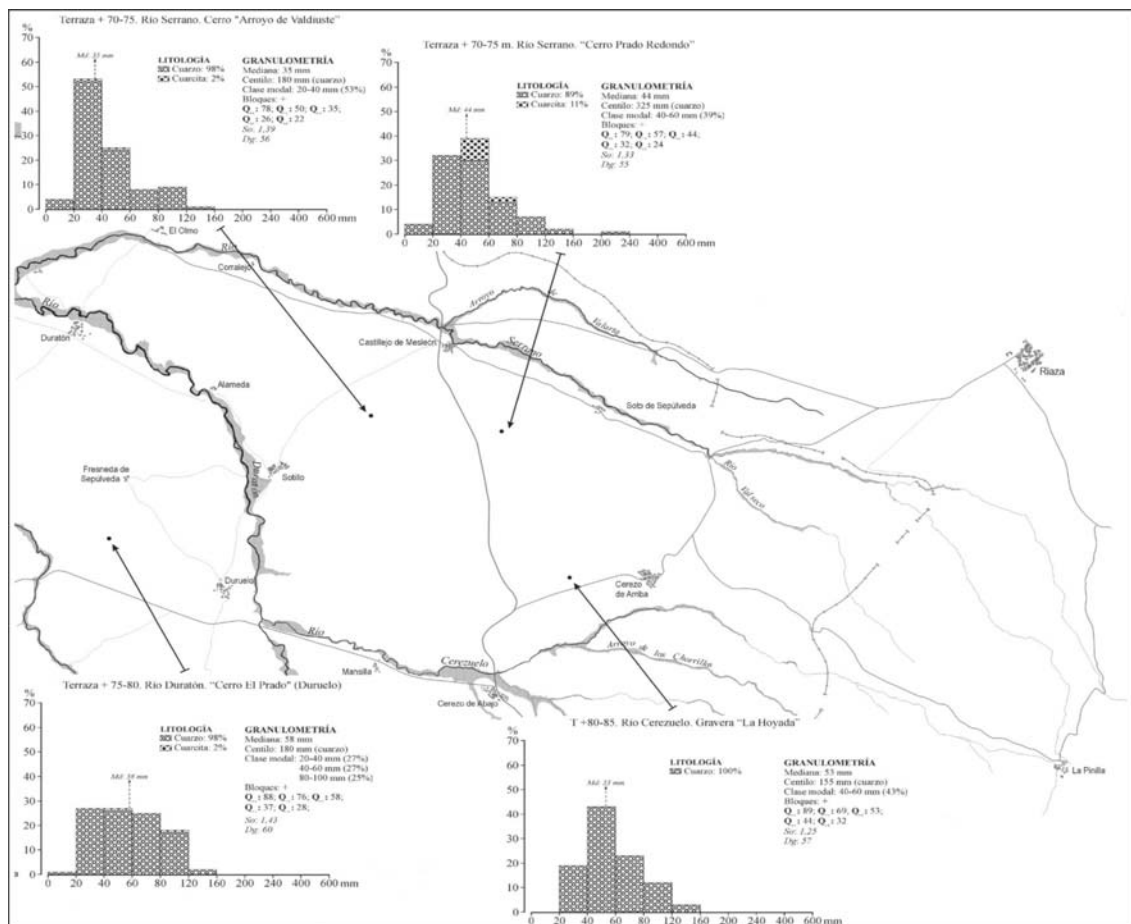


Fig. V.7. Histogramas granulométricos y litológicos de la fracción gruesa de las terrazas altas

GRANULOMETRÍA, LITOLOGÍA Y MORFOMETRÍA DE LAS TERRAZAS ALTAS DE LAS HOCES DEL DURATÓN													
Granulometría (mm)	+62-67 m Santa Cruz	+60 m Puente Talcano	+60-62 m Miguel Sancho	+64-68 m Molinilla	+82-87 m Miguel Sancho	+82-85 m Molinilla	+80-85 m Monasterio Hoz	+92-95 m Santa Cruz	+99-100 m Meandro abandonado	+94-97 m Villar Sobrepeña	+107-111 m Santa Cruz	+105-110 m Molinilla	+105-110 m Monasterio Hoz
20-60	56	69	78	65	59	69	67	59	98	78	86	66	66
60-120	44	31	21	33	39	30	31	41	2	22	14	33	34
120-240	0	0	1	2	2	1	2	0	0	0	0	1	0
>240	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mediana (mm)	55	50	46	51	52	46	51	52	38	49	44	47	51
Centilo (mm)	200 (cuarzo)	120 (cuarzo)	146 (cuarzo)	186 (cuarcita)	196 (cuarzo)	190 (cuarzo)	171 (cuarzo)	121 (cuarzo)	116 (cuarzo)	107 (cuarzo)	108 (cuarzo)	154 (cuarcita)	102 (cuarzo)
Clase modal (mm)	40-60 (38%)	40-60 (37%)	20-40 (42%)	40-60 (33%)	50-60 (33%)	40-60 (36%)	40-60 (38%)	40-60 (40%)	20-40 (55%)	40-60 (54%)	40-60 (49%)	40-60 (32%)	40-60 (34%)
Índice de Trask (So)	1.24	1.34	1.44	1.36	1.44	1.35	1.37	1.31	1.20	1.17	1.24	1.35	1.33
Índice de dispersión global (Dg)	48	59	51	61	66	59	63	52	25	33	35	51	48
Composición litológica global													
Cuarzo	81	79	78	82	84	89	70	93	88	75	72	88	83
Cuarcita	19	21	15	13	14	10	19	7	12	21	28	11	9
Esquistos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gneis	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pizarra	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rocas filonianas	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
Calizas	0	0	7	5	2	1	9	0	0	4	0	1	8
Morfometría (Cuarzos 40-60 mm)													
Índice de desgaste	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
% < 100	29	35	33	37	31	34	37	44	33	45	40	30	36
% 100-300	71	65	67	63	69	66	62	56	67	55	60	70	64
% < 300	387.1	338.0	333.3	333.3	327.9	350.0	339.6	307.7	340.4	320.0	320.0	352.9	333.3
Mediana	400-450 (21%)	250-300 (17%)	300-350 (28%)	250-300 (20%)	300-350 (27%)	250-300 (16%)	300-350 (18%)	250-300 (25%)	300-350 (21%)	250-300 (32%)	250-300 (21%)	250-300 (19%)	300-350 (25%)
Clase modal	300-350 (17%)	300-350 (17%)	300-350 (28%)	250-300 (20%)	300-350 (27%)	400-450 (16%)	300-350 (18%)	300-350 (25%)	300-350 (21%)	250-300 (32%)	250-300 (21%)	250-300 (19%)	300-350 (25%)
Índice de aplastamiento	27	14	15	20	16	20	11	25	5	17	22	19	22
% < 1.5	67	70	77	74	79	67	81	71	90	79	76	77	74
% 1.5-2.5	6	16	8	6	5	13	8	4	5	4	2	4	4
% > 2.5	1.72	1.94	1.80	1.80	1.73	1.72	1.88	1.76	1.88	1.68	1.72	1.79	1.81
Mediana	1.25-1.50 (26%)	2.00-2.25 (25%)	1.75-2.00 (28%)	1.50-1.75 (23%)	1.50-1.75 (35%)	1.50-1.75 (31%)	1.75-2.00 (29%)	1.75-2.00 (23%)	1.50-1.75 (31%)	1.50-1.75 (42%)	1.75-2.00 (37%)	1.50-1.75 (29%)	1.75-2.00 (30%)
Clase modal	1.25-1.50 (26%)	2.00-2.25 (25%)	1.75-2.00 (28%)	1.50-1.75 (23%)	1.50-1.75 (35%)	1.50-1.75 (31%)	1.75-2.00 (29%)	1.75-2.00 (23%)	1.50-1.75 (31%)	1.50-1.75 (42%)	1.75-2.00 (37%)	1.50-1.75 (29%)	1.75-2.00 (30%)

Tabla V.7. Composición granulométrica, litológica y morfométrica de las terrazas altas en las Hoces del Duratón

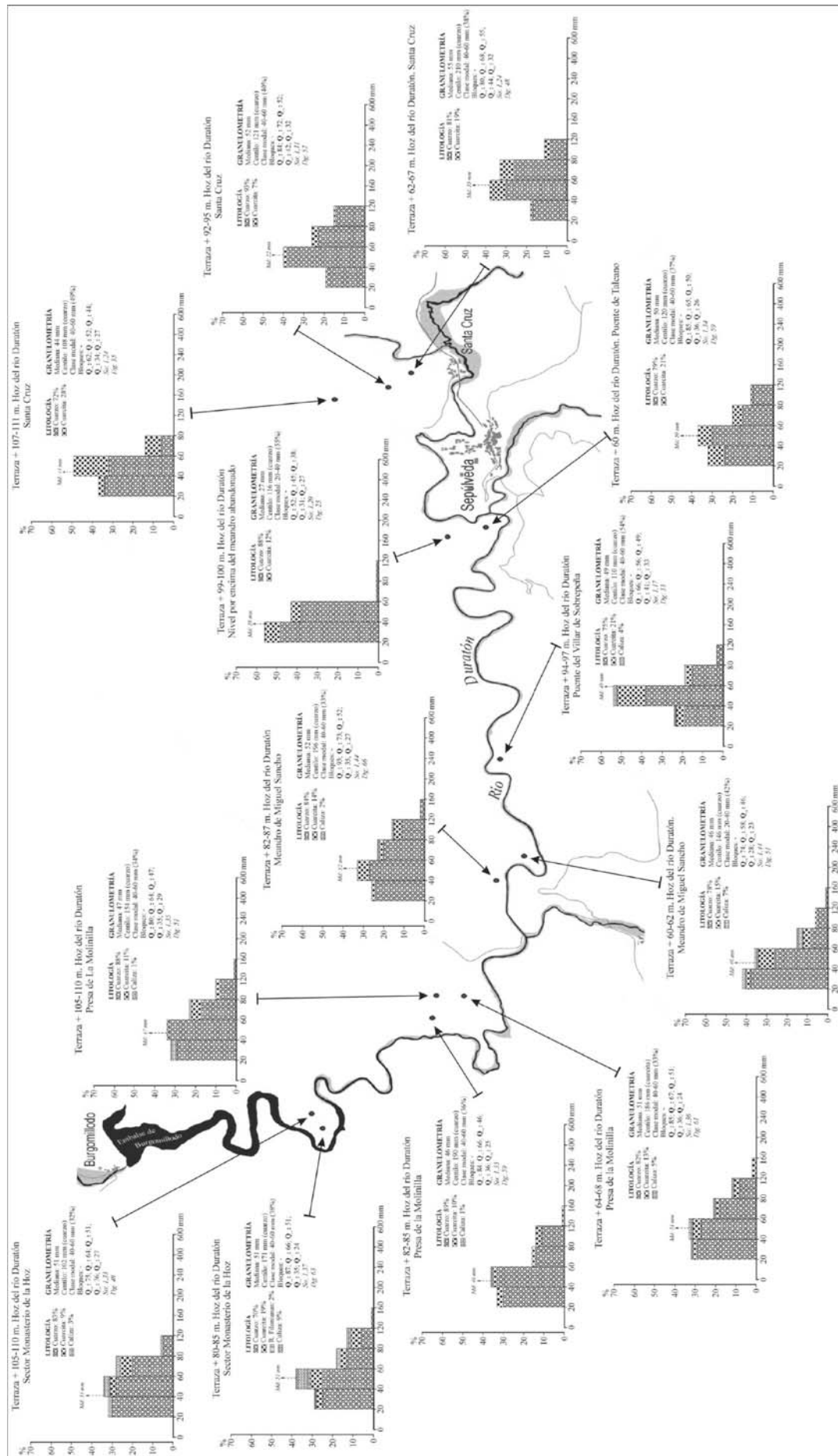


Fig. V.8. Histogramas granulométricos y litológicos de las formaciones aluviales altas en las Hoces del Duratón

La fracción arena, por su parte, sólo se ha podido analizar en los cortes vistos que ofrecen las terrazas altas del río Serrano y en la del Cerezuelo, pues en el valle de Duratón -como ya se ha indicado- tanto en la cuenca como en los niveles de las Hoces todos los depósitos son superficiales (Fig. V.9).

En la estación de la terraza alta del río Serrano inmediata a la raña el depósito, cuyo espesor no sobrepasa 1,5 m, muestra una estructura sin aparente organización y suele estar empastado en una matriz arcillosa. De hecho la arcilla y el limo ocupan prácticamente el 70% de su fracción fina. Por su parte, la arena muestra una distribución bastante homogénea en todas las dimensiones, si bien la arena gruesa tiene una menor representación (generalmente en torno al 10%), lo que arroja medianas bajas (0,36 mm) y una clase modal situada en los intervalos de la arena media (0.63-0.80 mm). Esta distribución de las arenas en los diferentes tamices describe curvas acumulativas poco definidas, pero de aspecto más logarítmico que sigmoidal, que indicarían una baja acción selectiva del medio de transporte sobre el material. Esto se corrobora por la presencia de índices muy elevados: el índice de *Trask* (*So*) suele ser superior a 2 y el índice de dispersión global (*Dg*) supera el valor de 1, indicando ambos, según la escala teórica definida, una baja clasificación de las arenas en estos niveles altos.

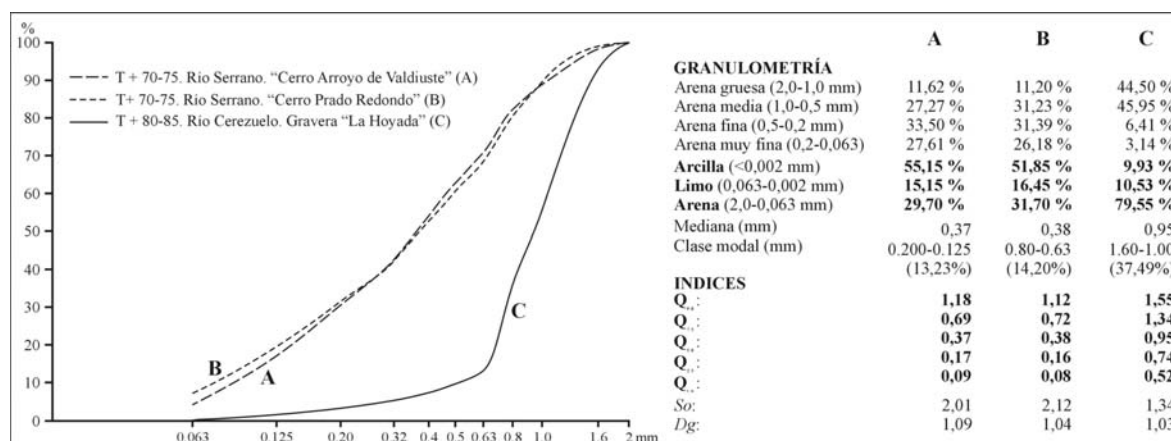


Fig.. V.9. Curvas acumulativas de las terrazas altas

En principio, la caracterización derivada de la granulometría fina de estas terrazas no sería la propia de un accionamiento típicamente fluvial, lo que estaría en franca contradicción con los resultados obtenidos de la granulometría gruesa y -como se verá- de la morfometría de los cantos de estos mismos niveles. El análisis de la granulometría de arenas con resultados semejantes a los aquí obtenidos se ha interpretado en relación con ríos incapaces de evacuar el material grosero e incluso con dificultades para arrastrar los materiales finos, los cuales abandonarían la carga de manera caótica sin realizar ningún tipo de clasificación apreciable (FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1996). Teniendo en cuenta esta idea y partiendo de la hipótesis de que las terrazas de estos ríos (en especial las altas) se han construido a partir de la removilización de la formación de la raña, se ha de pensar

que los ríos cuando inician su incisión en la raña se encuentran con una sobreabundancia de material detrítico susceptible de ser movilizado, de modo que son incapaces de desalojarlo, depositando parte de él en las propias inmediaciones de la indicada raña, aunque a un nivel topográfico inferior. El difícil y corto accionamiento del material daría lugar a una sedimentación caótica o en masa sin llegar a efectuar ningún trabajo de selección del material; de ahí también la alta proporción de arcilla en la matriz de estos depósitos.

El depósito de la terraza alta del río Cerezuelo arroja unos resultados bastante diferentes. Está empastado en una matriz fundamentalmente arenosa (casi el 80% del total de la muestra es arena), de la cual más del 90% se reparte de forma casi idéntica entre la fracción arena media y gruesa, de modo que la proporción de arena fina y muy fina es escasa. Esto se manifiesta en una mediana y una clase modal elevadas (0,95 mm y 1,60-1,00 respectivamente) y en una forma parabólica de la curva acumulativa. Estos datos y la forma de la curva serían propios de una acumulación forzada motivada probablemente por la disminución brusca de la fuerza de la corriente, de modo que se produce el abandono más o menos caótico de la carga y sólo las partículas finas continúan su transporte aguas abajo. Este nivel alto del Cerezuelo, que más o menos coincide en altura relativa con el del río Serrano, parece que ha sido transportado a una mayor distancia. Este mayor recorrido se ha materializado en una clasificación relativamente buena del material, como lo demuestran los índices granulométricos ($So= 1,34$ y $Dg= 1,03$).

V.2.2.4. Morfometría de cantos en las formaciones aluviales altas

Los datos morfométricos relativos al desgaste de los cantos en las terrazas altas ofrecen valores de desgaste bastante elevados, pero diferentes en relación básicamente con la distancia recorrida por el material y con el ámbito morfoestructural donde se han sedimentado (Fig. V.10 y V.11).

En la cuenca sedimentaria los cortes vistos de los niveles altos, tanto del río Cerezuelo como del Serrano, inmediatos a la raña presentan un índice de desgaste que oscila entre un valor mínimo de 195 y un máximo de 230, los histogramas ofrecen un máximo en el intervalo 200-250 y uno secundario en el de 150-200 y los cantos con desgastes superiores a 300 alcanzan entre un 15 y un 22% del total de la muestra. La comparación de estos datos morfométricos con los de la raña pone de manifiesto una estrecha relación y una práctica continuidad con ella.

En el tramo medio del valle del Duratón la cubierta aluvial de la terraza +75-80 m, situada en la proximidades de Duruelo y que constituye parte del mismo nivel elaborado por el río Cerezuelo -situado en Cerezo de Arriba-, muestra un sedimento muy desgastado: la mediana

del índice de desgaste alcanza el valor de 313 y el histograma es bimodal, con dos claras modas (el 19% en el intervalo 250-300 y el 18% en el de 350-400); y, además, los cantos con desgastes que superan el valor de 300 representan a un 56% del total de la muestra. Este incremento del desgaste en tan corto recorrido solo puede interpretarse debido a un accionamiento violento y probablemente de carácter fluvio-torrencial que es capaz de efectuar un notable retrabajamiento de los cantos, ya de por si bastante desgastados al ser retomados de la raña. Este depósito ha sido transportado durante un mayor recorrido, mientras que los depósitos aluviales altos del río Serrano y el Cerezuelo han sufrido un menor accionamiento en un tramo más corto, pues los únicos que se conservan se localizan muy próximos a su cabecera e inmediatos a los niveles distales de la raña; aún así las variaciones del índice de desgaste en tan corto recorrido son muy apreciables.

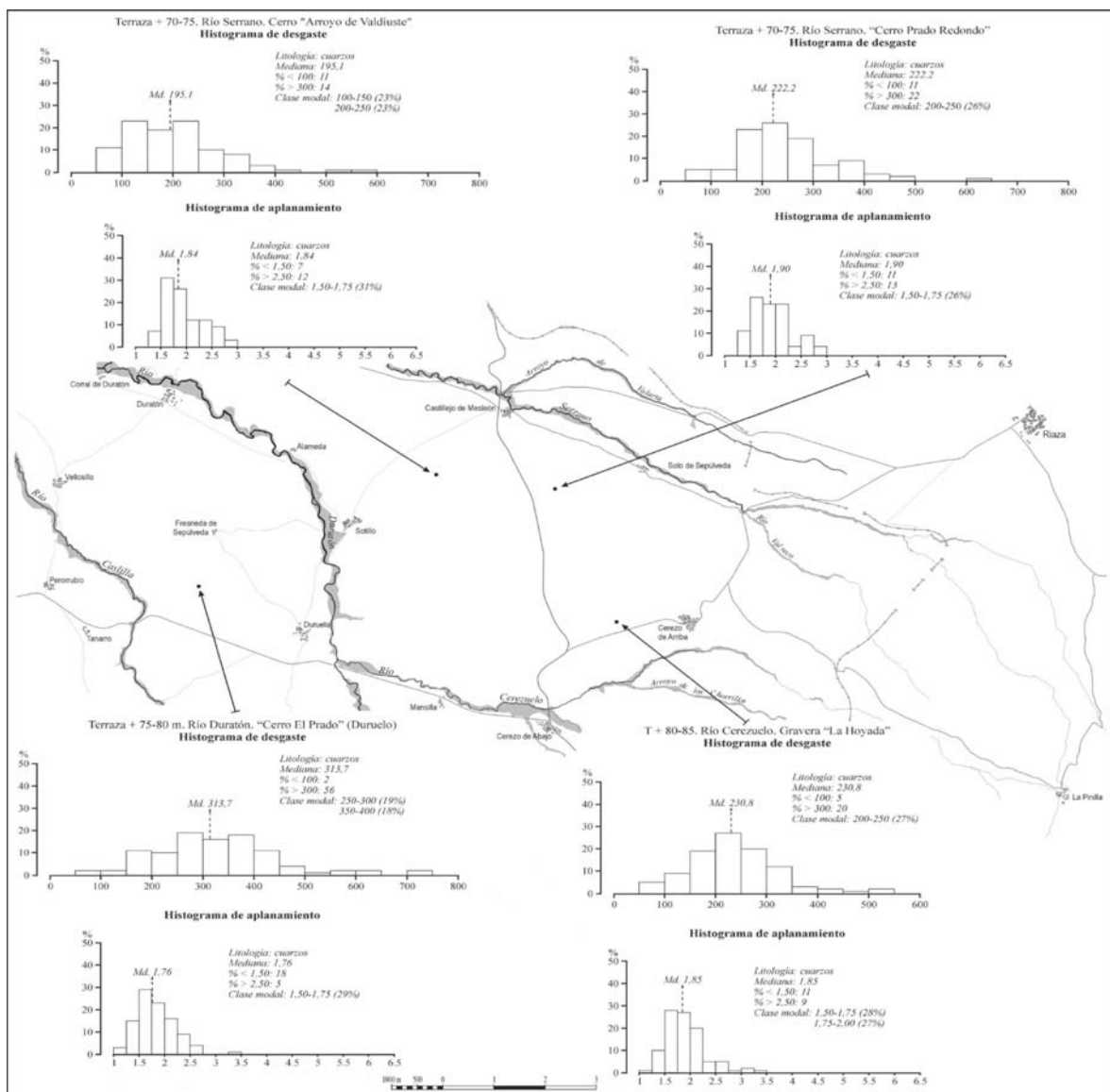


Fig. V.10. Histogramas de desgaste y aplanamiento de las formaciones aluviales altas en la cuenca sedimentaria

Por lo que se refiere a la morfometría de los cantos de los niveles fluviales altos localizados en el macizo de Sepúlveda, hay que destacar que son en su mayoría elementos redondeados con altos desgastes, cuyas medianas oscilan por lo general entre 320 y 350 (salvo una estación, que se aproxima a 400). Los cantos de cuarzo con desgastes superiores a 300 pueden variar según las estaciones entre el 55 y 70% del total, lo que se refleja en histogramas bastante largos. Así, la clase modal se da en dos intervalos, 250-300 y 300-350, si bien en muchas de las estaciones se aprecia una marcada bimodalidad, relacionada con máximos secundarios en las fracciones más extremas (450-500 y 500-550). La presencia de estos cantos tan redondeados puede relacionarse con el hecho de que se trata de cuarzoes procedentes de la raña que ofrecían ya en ella un valor de desgaste apreciable (superior a 200) o de cuarzoes retomados de los conglomerados cuarcíticos del cretácico, los cuales presentan una mediana de desgaste superior a 400. En relación con esto último es significativo el retazo fluvial +62-67 m, que en Santa Cruz tiene un valor mediano de desgaste de 387 mientras que aguas abajo lo ha reducido, manteniéndose en valores entorno a 333-338; el valor tan alto de la mediana de desgaste en Santa Cruz se debe sin duda al aporte que en este punto se produce de materiales del Cretácico silíceo provenientes de los relieves de La Serrezuela.

En todo caso, a diferencia de lo que ocurre en la cuenca, en los tramos de hoz parece que, aunque el desgaste de los cantos ha continuado incrementándose con la distancia, el aumento ha sido proporcionalmente menor. De hecho, el índice mediano de desgaste ha pasado -como valores extremos- de 313 (T +75-80 m en Duruelo) en el tramo medio de la cuenca del Duratón a casi 350 (T +80-85 m en la presa de Molinilla) en el tramo medio de las Hoces del Duratón. Puede interpretarse de este modo que la dinámica fluvial en el interior de los cañones funcionó de forma diferente y no fue tan enérgica, debido probablemente al efecto filtro ejercido en su entrada por estos valles profundos y estrechos, al retener parte de la carga justo en el momento en que los ríos entran en su ámbito.

Finalmente, el índice de aplanamiento tanto en los depósitos de la cuenca como en los del macizo de Sepúlveda no ofrece grandes diferencias, oscilando los valores de la mediana entre 1,90 y 1,68. Probablemente el aumento de los valores, incluso dentro de un mismo nivel de terraza, puede relacionarse con accionamientos violentos que rompen el material.

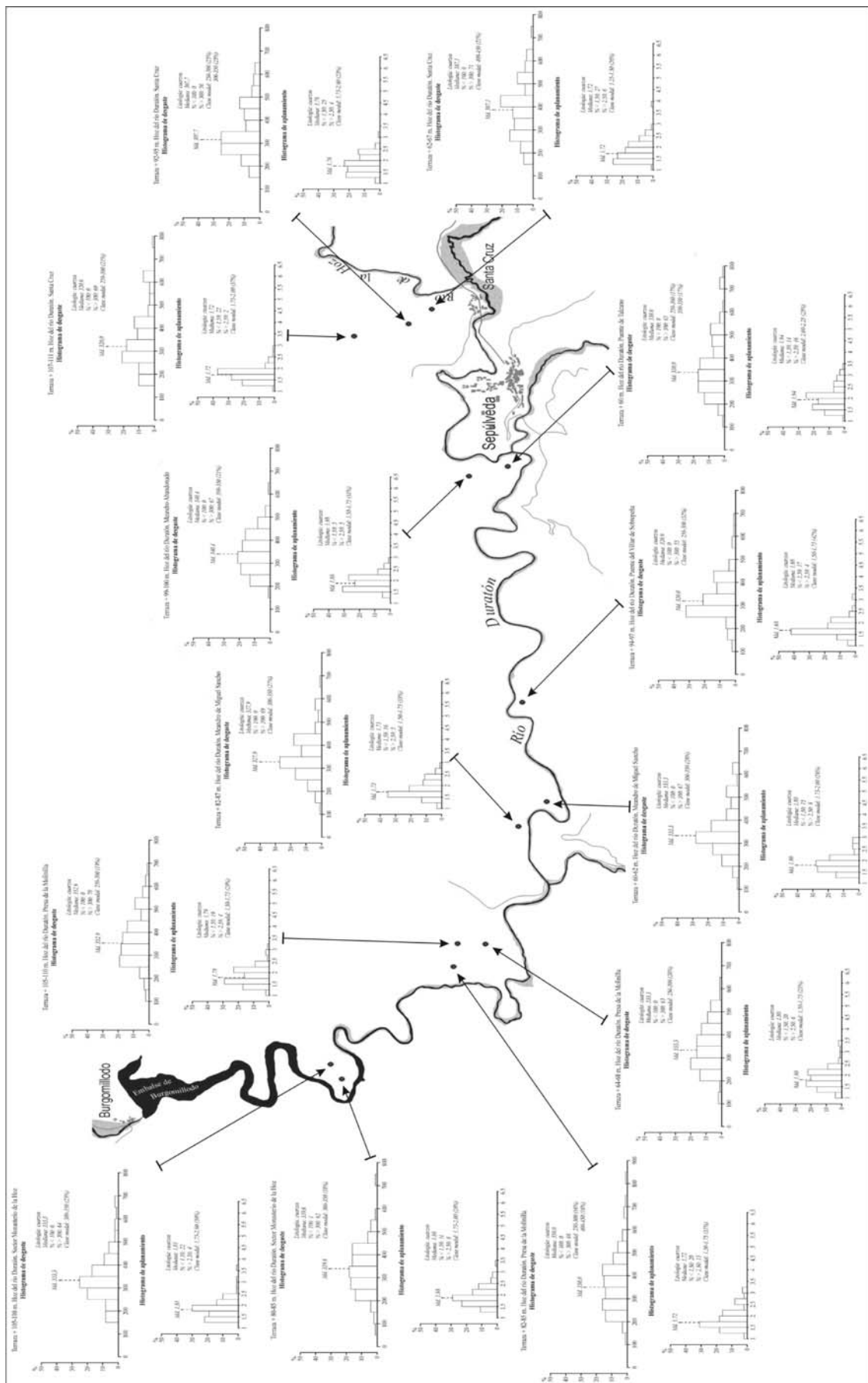


Fig. V.11. Histogramas de desgaste y aplanamiento de las formaciones aluviales altas en las Hoces del Duratón



Foto V.1. Corte de la raña en el Paraje de El Cubillo

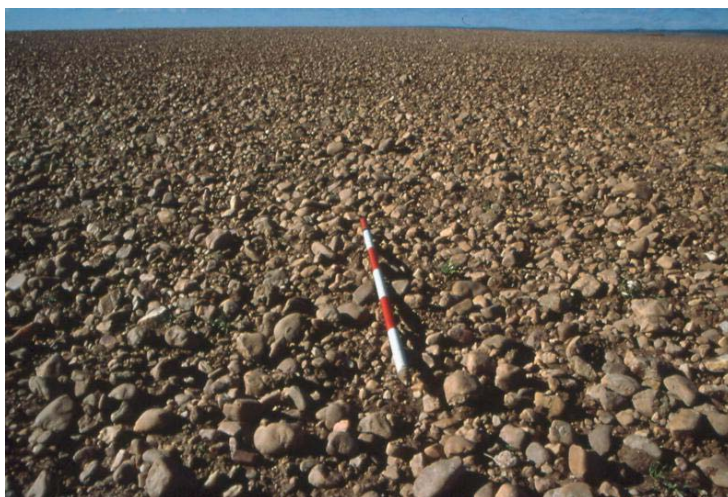


Foto V.2. Corte de la raña en el paraje de Canrubia



Foto V.3. Depósito de la terraza +70-75 m del río Serrano en el paraje del Arroyo de Valdiuste

Foto V.4. Terraza +75-80 m del río Duratón en el paraje de El Prado-Los Redondos, cuya superficie se caracteriza por un profuso canturreal
(Foto: José Ubeda)



V.3. LOS NIVELES DE ACUMULACIÓN ALUVIAL ESCALONADOS DEL INTERIOR DE LOS VALLES

Estas formas de acumulación fluvial también están presentes tanto en los valles de la cuenca sedimentaria como en los tramos en cañón u hoz modelados en el piedemonte y en el macizo de Sepúlveda. En la primera, al igual que las terrazas altas, se disponen de forma escalonada y paralela al lecho actual de los ríos, presentando una gran continuidad y una apreciable amplitud; por el contrario en los segundos aparecen como recubrimientos superficiales aislados y de escasas dimensiones ubicados en las laderas o cobijados en la orilla interna de los meandros.

Se incluyen en este conjunto las terrazas que se sitúan a una altitud relativa respecto al fondo actual inferior a los 50 m y, ante el elevado número de niveles que se han reconocido en cada valle, se las ha clasificado para su estudio sedimentológico en tres grupos: el de las terrazas medias (niveles colgados entre +48-50 y +18-20 m); el de las terrazas bajas (niveles colgados con un desnivel inferior a +12-15 m); y el de los fondos aluviales actuales.

V.3.1. LOS NIVELES ALUVIALES INTERMEDIOS: LAS TERRAZAS MEDIAS

V.3.1.1. Localización y extensión de las terrazas medias en los valles abiertos de la cuenca

Estas terrazas se encuentran representadas en todos los valles, formando parte del modelado de la vertiente de la margen izquierda de los mismos. En el valle del Duratón y en el del Serrano los diferentes niveles adquieren un gran desarrollo longitudinal y una amplitud en torno a los 200 m, prácticamente se suceden de forma paralela a lo largo de todo el valle y solamente su continuidad se interrumpe de forma momentánea cuando son cortados por arroyos transversales. En el valle del San Juan y en el del Caslilla aparecen como pequeños cerros más o menos alargados y de escasa amplitud y desarrollo, encontrándose de forma puntual en determinados puntos. Por su parte, en el valle del Cerezuelo tampoco muestran un gran desarrollo y se resuelven en pequeños rellanos, que se localizan principalmente en la margen derecha del valle entre Cerezo de Abajo y Duruelo.

Desafortunadamente no existen a lo largo de estas terrazas buenos cortes en los que realizar el análisis sedimentológico, de modo que éste se ha realizado tomando muestras sobre el techo o superficie de las formaciones aluviales en un número representativo de estaciones repartidas por todos los valles (Tabla V.8). No obstante, se ha podido realizar un estudio sedimentológico completo en dos de ellas: la primera se localiza en el río Cerezuelo, junto a Cerezo de Arriba, y se trata de un depósito situado a +40 m, que se apoya sobre la facies de

grandes bloques de gneis; y la segunda corresponde a la terraza +50-55 m del río Serrano, cuyo depósito ha quedado al descubierto por la zapa lateral del río. Como consecuencia de ello este nivel de terraza del río Serrano culmina la ladera derecha del río Duratón, y presenta una gran continuidad lateral al ser visible entre el caserío de La Alameda y el pueblo de Duratón.

GRANULOMETRÍA, LITOLOGÍA Y MORFOMETRÍA DE LAS TERRAZAS MEDIAS										
	Río Serrano			Río Duratón		Río Cerezuolo	Río Castilla		Río San Juan	
	T + 20 m <i>Planta arbol abundante</i> Castiello de Moslein	T + 50 m <i>Planta arbol abundante</i> Castiello de Moslein	T + 50-55 m <i>La Alameda</i>	T + 30-35 <i>Camino de La Freneda de Sepúlveda a Sotillo</i>	T + 50-55 <i>Camino de La Freneda de Sepúlveda a Sotillo</i>	T + 40-45 <i>Cerco de Abajo</i>	T + 30 m <i>Vellorillo</i>	T + 47-50 m <i>Vellorillo</i>	T + 20-22 <i>Villafraña</i>	T + 40 <i>Villafraña</i>
Granulometría (mm)										
20-60	75	65	83	36	67	51	70	66	68	73
60-120	24	28	15	56	27	36	28	31	31	26
120-240	1	7	2	8	6	12	2	3	1	1
>240	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
Mediana (mm)	39	52	35	65	44	58	48	52	48	43
Centilo (mm)	230 (cuarcita)	290 (cuarcita)	170 (cuarcito)	290 (cuarcito)	168 (cuarcito)	385 (cuarcito)	167 (cuarcito)	183 (cuarcito)	244 (cuarcito)	136 (cuarcito)
Clase modal (mm)	20-40 (46%)	40-60 (38%)	20-40 (48%)	60-80 (32%)	20-40 (37%)	40-60 (35%)	40-60 (45%)	40-60 (44%)	40-60 (42%)	20-40 (37%)
Índice de Trask (So)	1,36	1,40	1,43	1,28	1,46	1,37	1,26	1,27	1,32	1,30
Índice de dispersión global (Dg)	53	83	47	72	74	89	49	52	53	46
Composición litológica global										
Cuarzo	93	90	98	96	97	77	89	96	76	80
Cuarcita	7	10	2	2	3	5	7	4	21	20
Esquistos	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0
Gneis	0	0	0	0	0	8	4	0	1	0
Pizarra	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rocas filonianas	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
Calizas	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0
Morfometría (Cuarzos 40-60 mm)										
Índice de desgaste										
% < 100	4		9	4	0	2	4	8	7	7
% 100-300	74		61	74	51	70	62	77	57	59
% > 300	22		30	22	49	28	34	15	36	34
Mediana	238,1		255,3	235,3	295,1	255,3	242,4	222,2	255,3	295,1
Clase modal	150-200 (25%)		250-300 (25%)	150-200 (25%)	300-350 (27%)	200-250 (27%)	200-250 (27%)	200-250 (31%)	200-250 (20%)	300-350 (20%)
	250-300 (24%)					250-300 (26%)				
Índice de aplanamiento										
% < 1,5	11		26	5	17	11	22	28	13	22
% 1,5-2,5	80		66	86	74	75	76	70	81	72
% > 2,5	9		8	9	9	14	2	2	6	6
Mediana	1,79		1,76	1,86	1,83	1,98	1,72	1,70	1,75	1,69
Clase modal	1,50-1,75 (33%)		1,25-1,50 (25%)	1,50-1,75 (35%)	1,50-1,75 (27%)	1,75-2,00 (22%)	1,50-1,75 (30%)	1,50-1,75 (28%)	1,50-1,75 (36%)	1,50-1,75 (33%)
							1,75-2,00 (28%)			

Tabla V.8. Granulometría, litología y morfometría de las terrazas medias en los valles de la cuenca sedimentaria

V.3.1.2. Localización y extensión de las terrazas medias en las hoces de la rampa y del macizo de Sepúlveda

Retazos de terrazas medias se han encontrado en los valles en hoz que se labran tanto en la rampa calcárea como en el macizo de Sepúlveda. En la primera se relacionan con el encajamiento del río San Juan y con la formación de la hoz abierta de Castroserna de Arriba y del cañón de Castroserna de Abajo. En éste se han reconocido varios niveles: uno, situado a +17-20 m, que presentan una cierta continuidad; y otro, que constituye un pequeño retazo superficial en la culminación de la ladera izquierda del cañón a +46-50 m y situado frente al castillo de Castilnovo.

Dentro del macizo de Sepúlveda se han reconocido igualmente varios niveles, los cuales están relacionados con el proceso de encajamiento responsable del modelado de la hoz de la Presa del Barrio y de las Hoces del Duratón. En la primera, el río San Juan ha dejado en determinados lugares depósitos fluviales colgados a +24-28 m sobre las laderas y a +50 m en la propia culminación de éstas. Por su parte, en las Hoces del Duratón se han encontrado bastantes recubrimientos superficiales de origen fluvial alojados en lugares

GRANULOMETRÍA, LITOLOGÍA Y MORFOMETRÍA DE LAS TERRAZAS MEDIAS DE LAS HOCES DEL DURATÓN													
	Hoz del Río Duratón						Hocella	Hoces del San Juan					
	+18-20 m Santa Cruz	+30-35 m Santa Cruz	+27-30 m Miguel Sancho	+30-35 m Molinilla	+48-50 m Santa Cruz	+48-50 m Pueblo Talcano	+48-50 m El Parral	+49-50 m Miguel Sancho	+50 m Molinilla	+17-20 m Ermita N ^{ra} San Roque	+24-28 m Presa del Barrio	+46-50 m Castillo Castilnovo	+50 m Presa del Barrio
Granulometría (mm)													
20-60	59	53	83	69	75	91	75	60	67	57	78	76	69
60-120	39	45	15	27	25	9	24	35	31	34	28	21	30
120-240	2	2	2	4	0	0	1	5	2	9	12	3	1
240	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0
Mediana (mm)	53	57	41	48	47	42	42	52	46	55	53	46	48
Cenillo (mm)	194 (cuarzo)	146 (cuarzo)	194 (cuarzo)	153 (cuarzo)	131 (cuarzo)	117 (cuarzo)	205 (cuarzo)	275 (cuarzo)	202 (cuarzo)	665 (cuarzo)	228 (cuarzo)	268 (cuarzo)	152 (cuarzo)
Clase modal (mm)	40-60 (39%)	40-60 (33%)	20-40 (46%)	40-60 (40%)	40-60 (44%)	40-60 (47%)	20-40 (43%)	20-40 (31%)	20-40 (30%)	40-60 (40%)	20-40 (51%)	40-60 (48%)	40-60 (37%)
Índice de Trask (So)	1,34	1,34	1,27	1,38	1,34	1,22	1,35	1,42	1,39	1,29	1,39	1,23	1,32
Índice de dispersión global (Dg)	54	67	43	60	51	30	48	74	54	78	99	61	56
Composición litológica global													
Cuarzo	87	71	73	75	94	83	83	87	83	60	64	62	82
Cuarcita	2	29	15	19	4	17	8	8	14	25	31	21	10
Esquistos	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Gneis	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	2	0	0
Pizarra	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rocas filonianas	7	0	2	0	2	0	1	0	1	4	0	0	0
Calizas	4	0	10	6	0	0	8	5	2	3	30	17	8
Morfometría (cuarcos 40-60 mm)													
Índice de desgaste													
% < 100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	17	2	2	1
% 100-300	36	42	33	29	32	29	31	39	25	50	53	58	56
% < 300	64	58	67	71	68	71	69	61	75	33	45	40	43
Mediana	327,3	339,0	350,0	339,0	347,8	340,4	355,6	363,6	372,1	250,0	290,9	266,7	280,7
Clase modal	300-350 (25%)	250-300 (23%)	350-400 (22%)	300-350 (26%)	300-350 (18%)	300-350 (23%)	350-400 (23%)	350-400 (22%)	300-350 (20%)	250-300 (17%)	250-300 (21%)	200-250 (20%)	250-300 (23%)
Índice de aplastamiento													
% < 1,5	9	11	9	17	9	16	6	19	14	16	17	15	25
% 1,5-2,5	81	77	78	78	79	76	81	72	73	80	77	76	68
% > 2,5	10	12	13	11	12	8	13	9	13	4	6	5	1
Mediana	1,95	1,87	1,90	1,78	1,93	1,70	1,95	1,80	1,82	1,75	1,70	1,78	1,65
Clase modal	1,75-2,00 (25%)	1,75-2,00 (30%)	1,50-1,75 (29%)	1,50-1,75 (31%)	1,75-2,00 (27%)	1,50-1,75 (41%)	1,75-2,00 (27%)	1,50-1,75 (26%)	1,50-1,75 (28%)	1,50-1,75 (31%)	1,50-1,75 (39%)	1,50-1,75 (34%)	1,50-1,75 (30%)

Tabla V.9. Granulometría, litología y morfometría de las terrazas medias en los tramos de hoz

propicios como son, por un lado, las altas laderas de transición que preceden al encajamiento propiamente dicho y, por otro, en la cara interna de los meandros (*slip-off terrace*). La formación de estas terrazas se relaciona con momentos en los que el curso de agua deja de incidir y mantiene un fondo estable, seguidos por fases en que se produce un doble proceso de encajamiento y crecimiento lateral de meandros hacia su margen cóncava. En todos los casos estos rellanos con recubrimientos superficiales de cantos de indudable origen fluvial y aparentemente dispersos quedan -al igual que los niveles altos- colgados a alturas que se mantienen constantes respecto al lecho actual del río. Concretamente, a lo largo de las Hoces del Duratón se ha encontrado un depósito de acumulación fluvial situado a +18-20 m, tres colgados a +27-35 m y cinco a +48-50 m.

En cada uno de estos niveles de las Hoces del Duratón, lo mismo que en los encontrados en la hoz de la Presa del Barrio y en el cañón de las Castrosernas, se ha establecido una estación sedimentológica donde se han realizado todos los análisis correspondientes a la fracción gruesa (Tabla V.9).

V.3.1.3. Composición y granulometría de las formaciones aluviales intermedias

La granulometría de esta fracción gruesa es bastante similar en todas las terrazas medias, tanto si están localizadas en los valles abiertos de la cuenca como en los tramos en hoz de la rampa o del macizo de Sepúlveda (Fig. V.12 y V.13), indicando siempre una dinámica fluvial competente. Los histogramas son unimodales y en buena parte de las estaciones presentan un máximo en el intervalo 40-60 mm, mientras que en el resto de las mismas éste se sitúa en el intervalo 20-40 mm. En todo caso, la mediana del grano es bastante elevada, oscilando casi siempre entre 40 y 50 mm. Como excepción puede señalarse la terraza +30-35 m del río Duratón, una de las mejor conservadas y que está presente en todos los ámbitos morfoestructurales: en el depósito analizado en la cuenca (camino de la Fresneda a Sotillo), la clase modal se sitúa en el intervalo de 60-80 mm y la mediana arroja un valor muy elevado de 65 mm (relacionable con un accionamiento local enérgico, de carácter fluvio-torrencial). También los datos granulométricos de todas los niveles medios describen un material sedimentario más o menos homométrico, compuesto al menos en el 60% por cantos pequeños y medianos, es decir con un tamaño inferior a 60 mm, lo que arroja en conjunto unos índices propios de acumulaciones relativamente bien seleccionadas: el índice de *Trask* oscila entre valores máximo de 1,46 y mínimos de 1,22 y el índice de dispersión global entre 99 y 30 respectivamente.

Con respecto a la granulometría de la fracción fina -como se ha dicho- los cortes donde se puede apreciar el depósito de las terrazas medias no reúnen casi nunca condiciones adecuadas. El análisis de ésta sólo ha podido realizarse en dos depósitos, ambos sin clara estructura

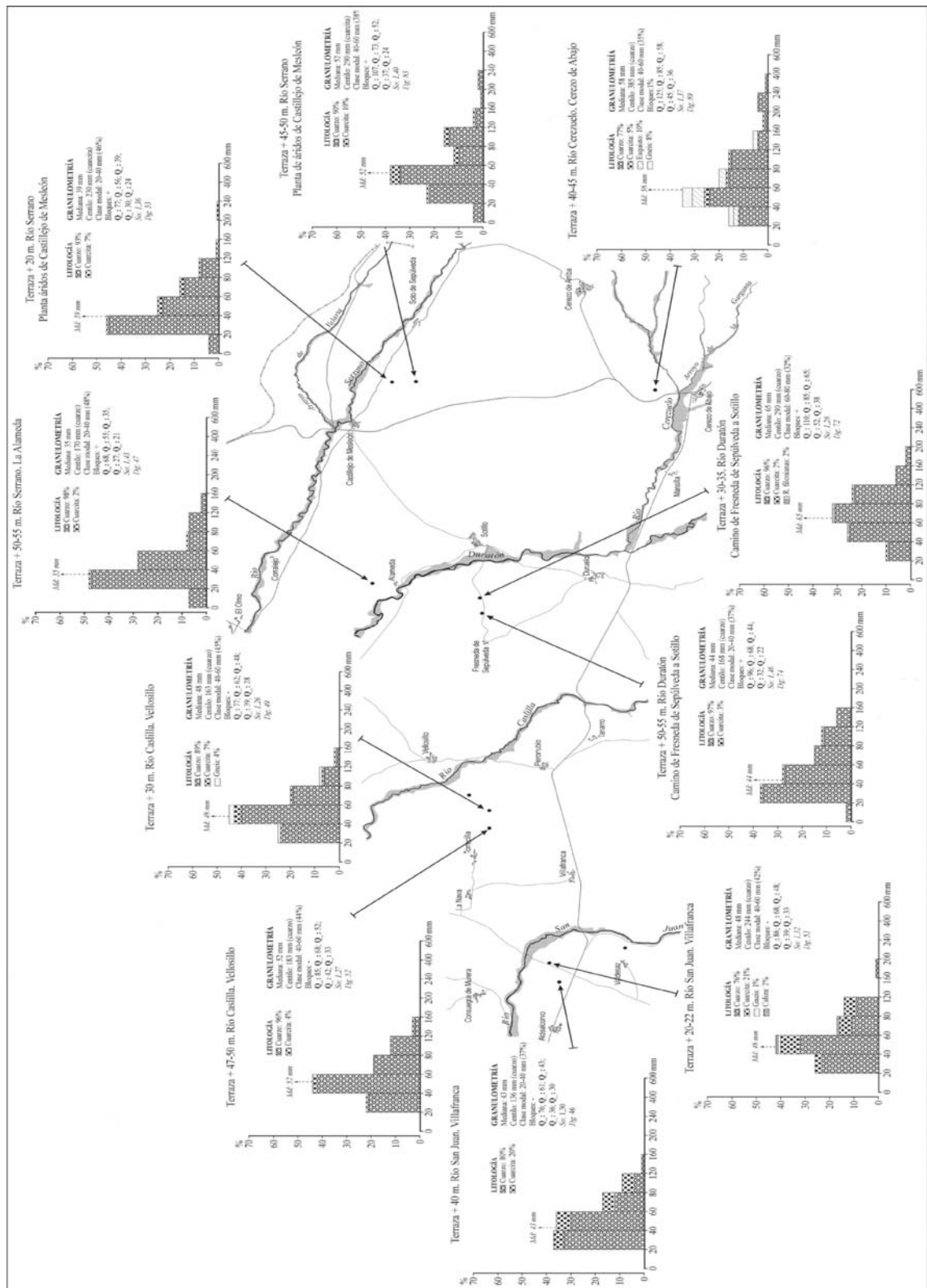


Fig. V.12. Histogramas granulométricos y litológicos de la fracción gruesa de las terrazas medias en los valles de la cuenca sedimentaria

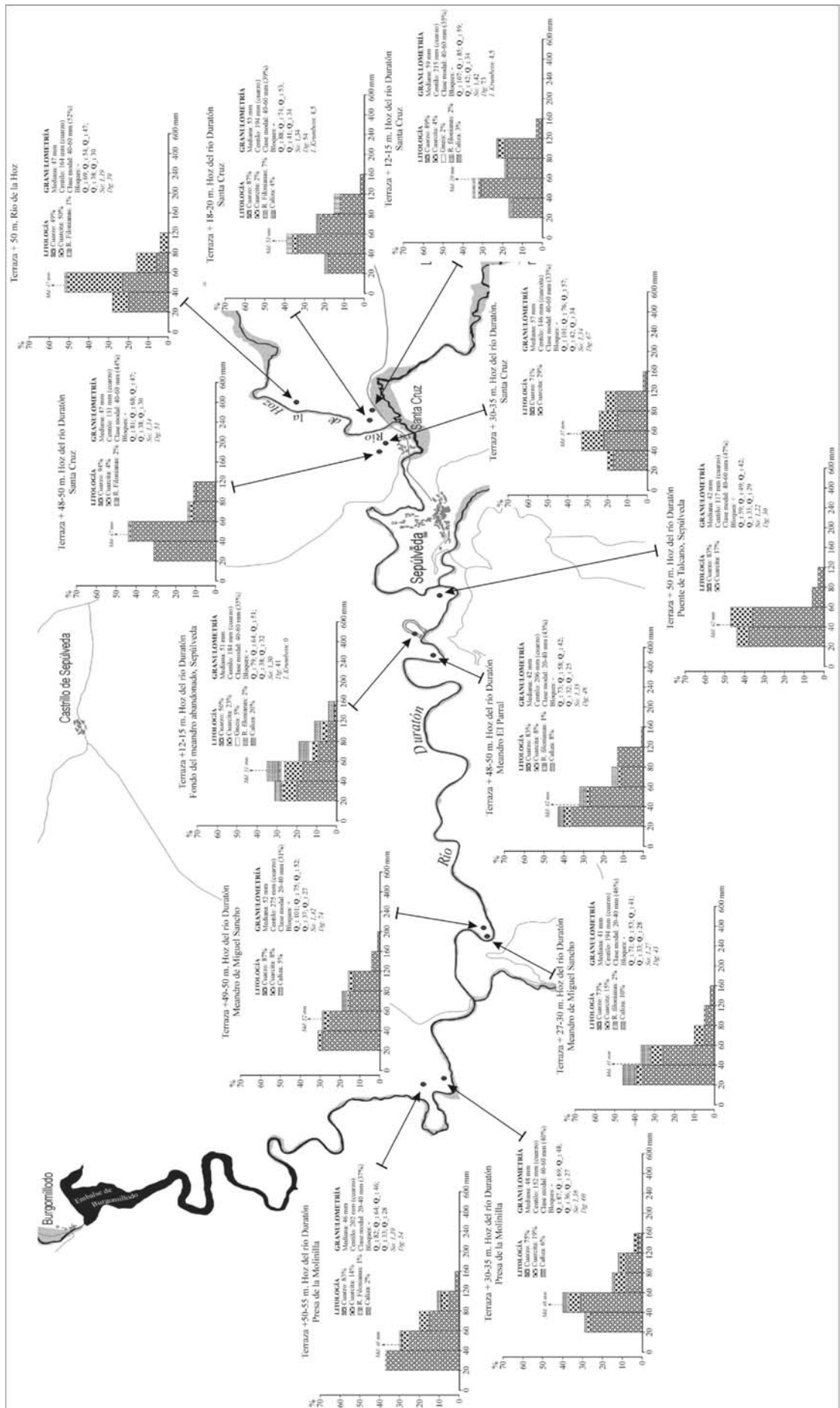


Fig. V.13. Histogramas granulométricos y litológicos de la fracción gruesa de las terrazas medias y bajas en las Hoces del Duración

interna y aparentemente caóticos (Fig. V.14). El primero corresponde al nivel aluvial +40-45 m y está situado en la margen derecha del río Cerezuero, en las proximidades de Cerezo de Abajo. En él la distribución acumulada de la arena describe una curva con una forma media entre parabólica y sigmoidal y los índices (So y Dg) arrojan valores propios de un material medianamente seleccionado. Estos datos indican que el curso fluvial apenas ha podido llevar a cabo una clasificación del material, bien por la cercanía del depósito al área de cabecera bien por una sedimentación forzada de la carga.

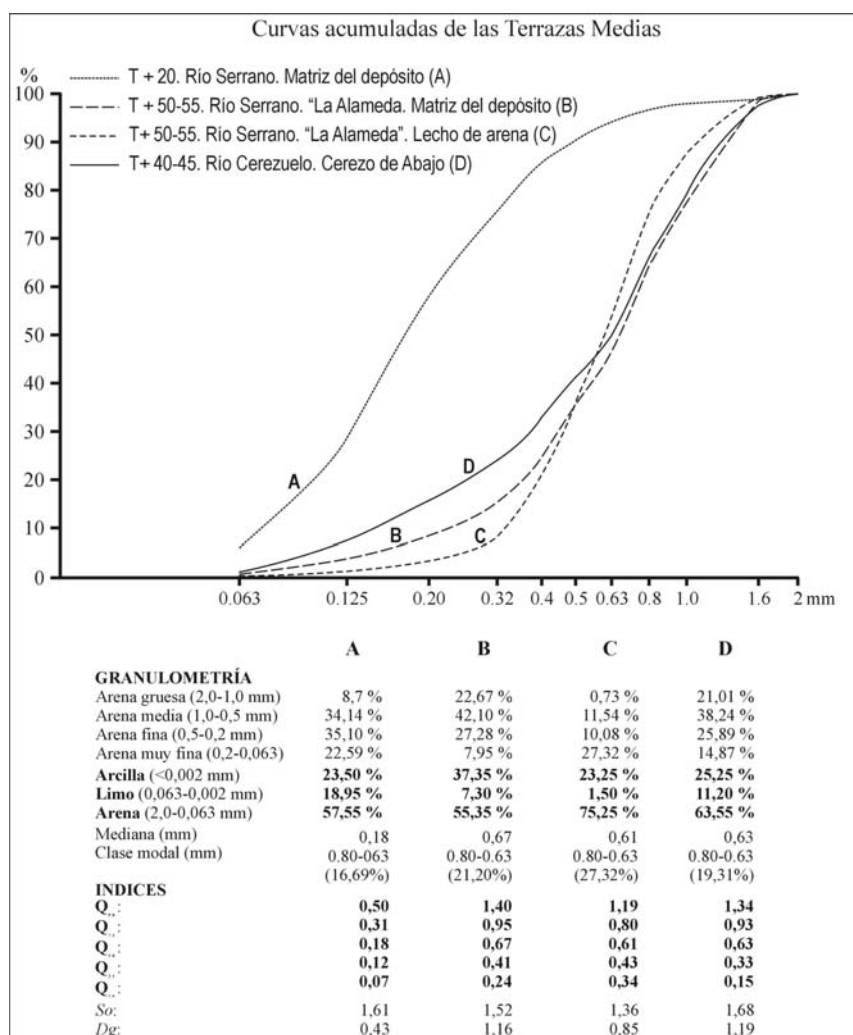


Fig. VI4. Curvas acumulativas e índices granulométricos de la fracción fina de las terrazas medias

El segundo depósito, por su parte, corresponde a la terraza +50-55 m del río Serrano que constituye la culminación del cantil o escarpe formado en la ladera derecha del río Duratón. Como se ha dicho, este río al desplazarse hacia su margen derecha muerde esta terraza y deja ver el depósito, cuyo espesor oscila entre 0,5 y 1 metro, que se prolonga a lo largo de varios kilómetros entre el caserío de La Alameda y el pueblo de Duratón. Su matriz es principalmente arenosa (55,3%), aunque la proporción de arcillas es también importante (37,3%) y, dentro de la fracción arena, destaca la mayor representación de la arena media, lo que se traduce en una elevada mediana del depósito (0,67 mm) y una clase

modal comprendida en el intervalo 0.63-0.80 mm. En todo caso, la indicada fracción arenosa muestra curvas granulométricas bastante bien adaptadas al patrón sigmoidal y registra un nivel de selección medio-alto (índices de tras de *Trask* de 1,52 a 1,36), lo que estaría en relación con condiciones de transporte fluvial más o menos libre.

Sobre el nivel fluvial que se acaba de analizar (La Alameda-Duración) reposan bancos arenosos de varios metros de espesor que lo fosilizan. En ellos se han tomado cuatro muestras (Fig. V.15), cuyos análisis los definen como sedimentos constituidos básicamente por arena, que suele oscilar según las muestras analizadas entre el 53 y 67% del total, seguido por la arcilla (entre el 25 y el 33%). Pero lo más significativo es que, dentro de la fracción arena, son la subfracción arena fina y arena muy fina las que tienen una mayor representación, llegando ambas a representar más del 70%, lo que arroja una mediana que oscila entre 0,23 y 0,33 mm. Las curvas acumulativas, por su parte, muestran una forma claramente sigmoidal en la parte superior, si bien en la inferior es menos marcada, y los valores obtenidos a partir del índice de clasificación de *Trask* son propios de un sedimento entre bien y medianamente clasificado (1,47 y 1,71 como valores extremos).

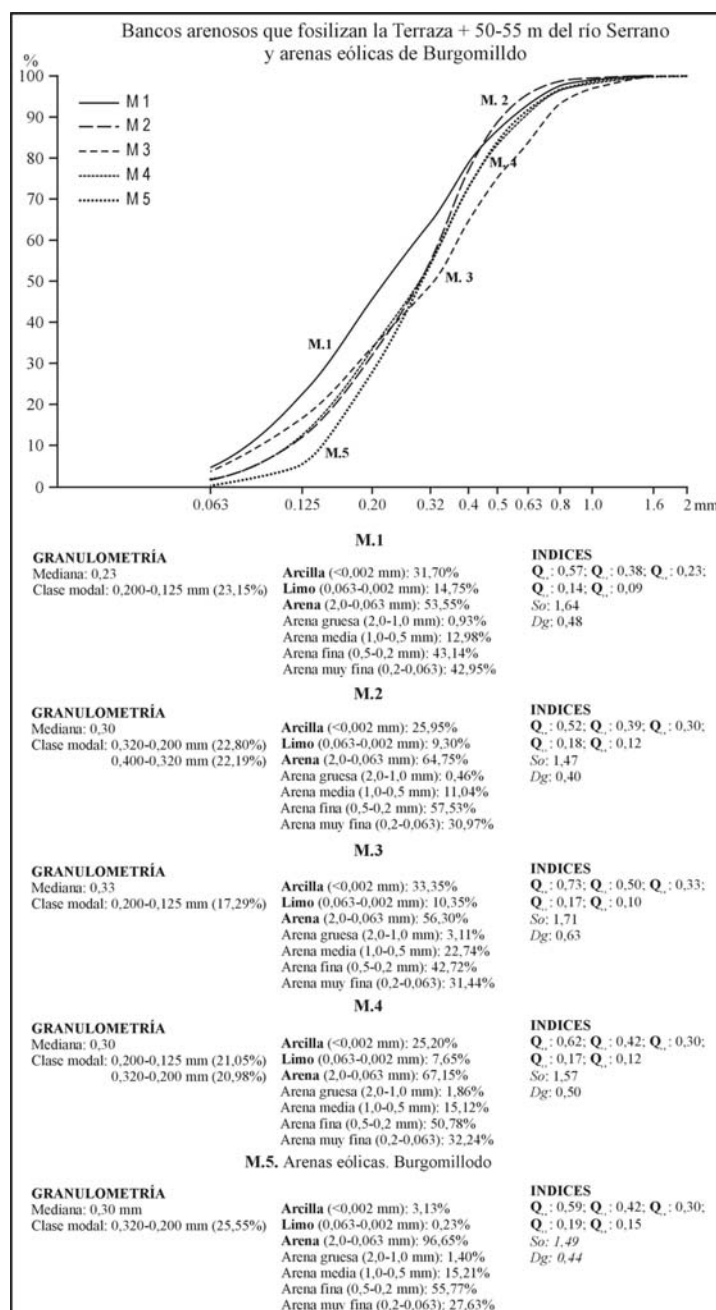


Fig. V15. Curvas acumulativas e índices granulométricos de la fracción fina de los bancos arenosos que fosilizan la Terraza + 50-55 del río Serrano y de las arenas eólicas de Burgomillodo

El posible origen de este potente recubrimiento arenoso que culmina la ladera derecha del Duración ciertamente resulta difícil establecer: no es posible que los ríos, en este caso el Serrano, pudieran sedimentar un depósito arenoso de tal magnitud y continuidad y con

unos rasgos tan diferentes del resto. Lo más plausible es que éste tenga un origen eólico: si se comparan sus características granulométricas con las obtenidas en las dunas de la Tierra de Pinares (sector de Burgomillodo), se observan bastantes semejanzas tanto en la forma de la curva acumulativa como en la distribución granulométrica de la fracción arena. Tan solo la proporción de arcilla es bastante mayor en los bancos arenosos que fosilizan la terraza de La Alameda-Duración; ello podría interpretarse considerando que proceden de una removilización realizada por el viento de depósitos fluviales finos del fondo del vecino valle del Duración; al haber sufrido un transporte muy corto (acumulándose rápidamente a sotavento de la propia ladera de éste) no se habría podido efectuar una gran selección. Ciertamente haría falta completar otros análisis de este depósito para confirmar el agente y las condiciones responsables de su génesis.

La similitud de la granulometría de la fracción gruesa de las terrazas medias no coincide, sin embargo, con una analogía en lo relativo a la composición litológica (Fig. V12 y V.13). En los rellanos aluviales intermedios de la cuenca sedimentaria contruidos por los ríos que nacen en los afloramientos esquistosos atravesados por diques de la sierra de La Pinilla la característica fundamental es la homogeneidad de la litología de la fracción gruesa: los cuarzos en muchos de los depósitos llegan a representar más del 95% del total. Así ocurre en las terrazas de los ríos Duración y Serrano; en el nivel +40-45 m del río Cerezuelo sin embargo la composición litológica es algo más heterogénea: los cuarzos representan el 77% y el resto está constituido por cantos metamórficos (18%) y cuarcitas (5%). Este depósito está bastante más cerca del área fuente que los otros, lo que parece indicar que la alta proporción del cuarzo se debe a la destrucción natural por el accionamiento fluvial de los cantos metamórficos a medida que son transportados a mayor distancia, manteniéndose solo los cantos de mayor dureza y resistencia. Por otro lado, esta presencia de los cantos metamórficos señala que el área fuente inicial de las terrazas medias ya no es exclusivamente la formación de la raña, sino que una parte de los materiales proceden del desmantelamiento de las facies miocenas arcillo-arenosas rojizas de Castillejo-Soto de Sepúlveda, en las cuales -como se ha dicho- se intercalan frecuentes lechos de conglomerados compuestos por fragmentos metamórficos.

La composición litológica de la fracción gruesa de las terrazas medias contruidas por los ríos Caslilla y San Juan, cuyas cabeceras se sitúan en un área gneísica presenta algunas ligeras diferencias. Mientras que la litología de los depósitos del río Caslilla apenas difiere de los anteriores (el cuarzo representa más del 90% del total), el espectro litológico de las terrazas del río San Juan presenta -manteniendo la primacía de los cuarzos- una apreciable proporción de cuarcitas (20%). Dado que la sierra es metamórfica y no existen crestas cuarcíticas ni abundan las vetas cuarzo y que las facies miocenas no presentan tanta abundancia de fragmentos de esta naturaleza, la procedencia de los cantos silíceos de las terrazas del río San Juan ha de explicarse en relación con los conglomerados cuarcíticos cretácicos (facies Utrillas) y con el dique de cuarzo que este río atraviesa al iniciar su recorrido por la rampa.

También son los cuarzos el material predominante en los niveles intermedios de acumulación fluvial de las hoces de la rampa y del macizo de Sepúlveda. En los tramos de hoz labrados por el río San Juan esta litología siempre es superior al 60% de la fracción gruesa, estando el resto formado por cuarcitas y calizas, mientras que en los niveles aluviales de las Hoces del Duratón la proporción de cuarzos siempre supera el 70% del total, aunque en la mayoría de las estaciones se incrementa a más de 80%, representando las cuarcitas entre un 10 y un 20%. El aporte de estas últimas se produce principalmente a través del río de la Hoz, como lo demuestra que la estación sedimentológica realizada en una terraza situada en él a +50 m señala una composición litológica que se reparte en idéntica cantidad entre cuarzos y cuarcitas, y secundariamente a través del río San Juan. También es muy probable que buena parte de las cuarcitas y cuarzos fueran también retomados por el propio río Duratón y por el Caslilla al excavar las formaciones detríticas del Cretácico.

V.3.1.4. Morfometría de cantos en las formaciones aluviales intermedias

Los cantos de cuarzo de estas terrazas presentan en general un índice de desgaste muy elevado, si bien existen importantes diferencias entre los depósitos localizados en los valles abiertos de la cuenca y los situados en los tramos en hoz de la rampa y del macizo de Sepúlveda, en especial en las Hoces del Duratón.

Los histogramas de desgaste obtenidos en las estaciones de los valles abiertos en la cuenca miocena (Serrano, Duratón, Caslilla y San Juan) no presentan una clase modal homogénea, de forma que ésta es variable según los depósitos, aunque la más frecuente -en especial en los valles principales- es 250-300. También la proporción de cantos con desgastes en los intervalos 150-200 y 200-250 es significativa, lo que conduce a pensar en la importancia que tienen ya en las terrazas medias los aportes laterales a la carga de los ríos. Estos aportes procederían de la erosión de las vertientes de los valles labradas en los afloramientos miocenos, la cual suministraría fragmentos de litología variada, entre los que los de cuarzo -como se ha visto- presentan desgastes con medianas en torno a 150-190. En todo caso, aproximadamente el 60% de los cantos presentan desgastes entre 100 y 300, de lo que se derivan medianas de desgaste elevadas, propias de dinámicas fluviales de competencia notable. Y es de destacar que apenas existen variaciones importantes entre los diferentes niveles fluviales ni entre los valles de los diversos ríos: en el del Serrano la mediana se sitúa entre 238 y 255; en el del Cerezuelo-Duratón varía entre 235 y 295; en el del San Juan oscila entre 255 y 295; y finalmente en el del Caslilla es algo más baja (222 y 242). Así mismo la proporción de cantos con desgastes superiores a 300 oscila entre el 15 y el 40% en los valles menos importantes (San Juan y Caslilla) y entre un 22 y un 50% en los principales (Cerezuelo-Duratón y Serrano) (Fig. V.16)

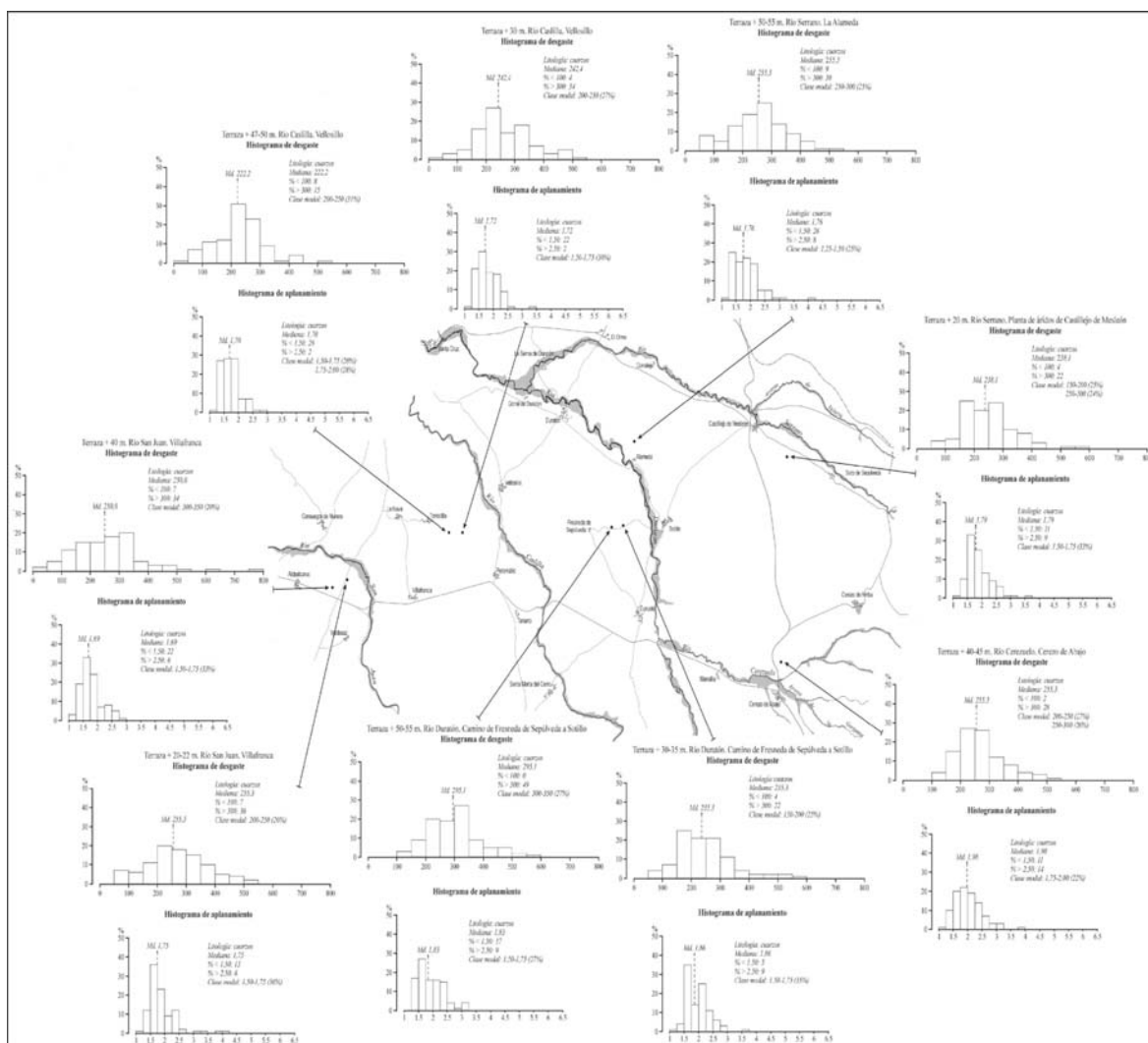


Fig. V.16. Histogramas de desgaste y aplanamiento de las terrazas medias en los valles de la cuenca sedimentaria

En suma, el elevado índice de desgaste (superior en general a 250) y la alta proporción de cantos con un desgaste por encima de 300, junto con la presencia también de un apreciable número de cantos en los intervalos 100-150 y 150-200, permiten detectar la intervención de una doble hidrodinámica: los altos índices de desgaste provienen de cantos retomados de las facies miocenas y que a su vez han sufrido arrastres muy intensos por corrientes de fuerte competencia, mientras que los desgastes más bajos se relacionan con la zapa lateral de los cursos sobre las facies miocenas, lo que suministra importantes aportes laterales de cantos que se incorporan a la carga de los ríos, pero apenas han sido desplazados manteniendo prácticamente invariables los valores de desgaste heredados.

Por su parte, la morfometría de los cantos en los niveles aluviales medios de las Hoces del Duratón muestra los desgastes más elevados de todo el conjunto de los niveles de acumulación fluvial existentes en el área de estudio: la mediana de los depósitos supera siempre el índice 330 y la clase modal más repetida se sitúa en el intervalo 300-350 y secundariamente en el de 350-400. Esto se traduce en que más del 60% de los cantos presenta

un desgaste superior a 300, lo que es propio de accionamientos fluviales intensos y competentes. En los tramos en hoz excavados por el río San Juan los cantos, aunque presentan desgastes elevados, no llegan a alcanzar los valores registrados en los niveles fluviales de las Hoces del Duratón: la mediana de desgaste oscila entre 250 y 290 y la proporción de cantos con desgastes superiores a 300 se sitúa entre el 30 y el 45%. Aunque estos índices de desgaste son menores que los del río Duratón, probablemente debido a una menor competencia del río San Juan, no dejan de ser índices bastante elevados, cuyo valor se relacionan con la presencia importante de cantos cuarcíticos y cuarzosos provenientes de la facies Utrillas (Fig. V.17).

En el conjunto de las terrazas medias se aprecia un claro e importante incremento del desgaste de los cantos a medida que éstos han sido transportados a mayor distancia, según se puede comprobar tomando como ejemplo la terraza +30-35 m del río Duratón. En la cuenca sedimentaria, el depósito de esta terraza analizado en el camino entre la Fresneda y Sotillo, aproximadamente a 20 km de la cabecera, presenta un desgaste de 253,3; en este mismo nivel ya al inicio del cañón del Duratón (sector de Santa Cruz), y tras un recorrido de 8-9 km desde la anterior estación, el valor del desgaste se ha incrementado a 339,0; y llega a alcanzar 350,0 en el meandro de Miguel Sancho, después de un trayecto de otros 8 km. Más concluyente es el ejemplo de la terraza +48-50 m situada en la cuenca sedimentaria en el río Duratón (también en el camino entre la Fresneda y Sotillo) y la del Serrano, localizada a la misma distancia (caserío de La Alameda), que presentan unos cantos con mediana de desgaste de 295,1 y 255,3 respectivamente; dentro del de la primera parte las Hoces del Duratón, en el sector de Santa Cruz y tras un recorrido de 7-8 km, ésta se ha incrementado a 347,8; y en última estación estudiada (sector de la Presa de La Molinilla), que dista de la anterior en 10 km, la mediana de desgaste es ya de 372,1.

Finalmente, el índice de aplanamiento no arroja resultados que permitan obtener una interpretación precisa. En líneas generales en todos los niveles fluviales analizados, independientemente de donde se localicen, la mediana está comprendida entre un valor máximo de 1,98 y uno mínimo de 1,65. Así mismo, en los histogramas de aplanamiento se aprecia que la mayor parte de los cantos (entre un 65 y un 80%) están contenidos entre 1,5 y 2,5 e incluso hay una alta proporción también de ellos situados por debajo de 1,5. En definitiva, los valores pueden considerarse propios de un medio fluvial, donde posiblemente los valores más altos pueden corresponder a cantos que han sufrido fracturas, debido a accionamientos violentos, pero que rápidamente son re TRABAJADOS.

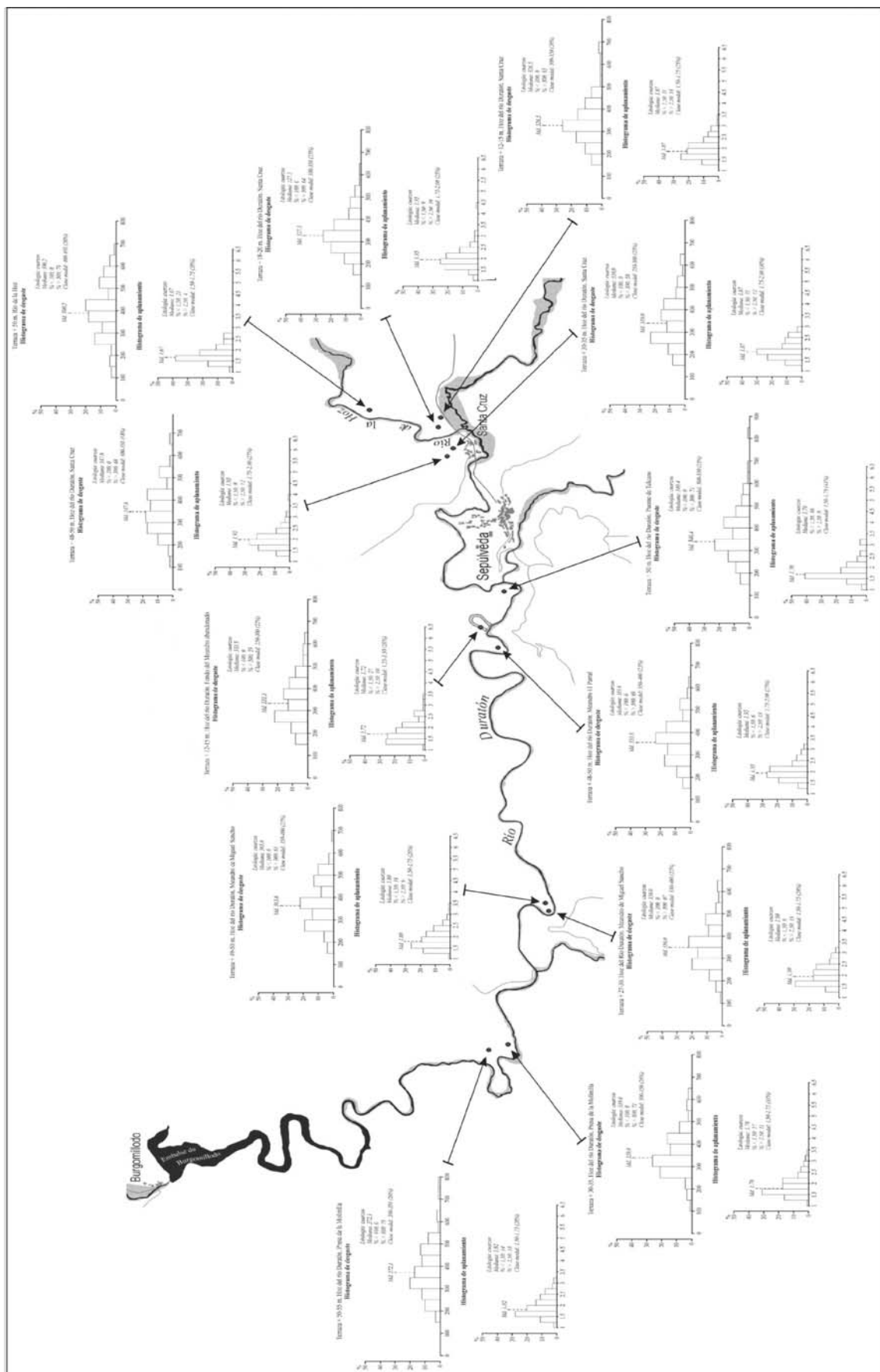


Fig. V.17. Histogramas de desgaste y aplanamiento de las terrazas medias y bajas en las Hoces del Duratón

V.3.2. LOS NIVELES ALUVIALES BAJOS: LAS TERRAZAS BAJAS

Bajo este nombre se agrupan los niveles de terraza colgados entre +12-15 m y +2-4 m. Generalmente son tres: los dos antes indicados y otro intermedio, que se sitúa a +6-8 m. Se encuentran representadas en todos los valles, pero su presencia y desarrollo son mucho mayores en los valles de la cuenca sedimentaria que en las hoces de la rampa o del macizo de Sepúlveda, donde apenas tienen significación.

V.3.2.1. Localización y extensión de las terrazas bajas en los valles abiertos de la cuenca

En los valles principales de la cuenca, es decir en el valle del Serrano y en el valle del Duratón, las terrazas bajas adquieren un gran desarrollo longitudinal y una cierta extensión y amplitud, disponiéndose de forma paralela al trazado de los cauces actuales.

A diferencia de lo que ocurre con las terrazas medias y altas, en estos dos valles principales se han podido encontrar buenos cortes visibles donde realizar un completo análisis sedimentológico. Ello se debe a la propia dinámica de los ríos, que, al acercarse a una u otra orilla, en algunos determinados lugares llegan a morder o zapar sus propios niveles de acumulación aluvial. En el valle del río Serrano se han analizado cinco estaciones: tres (situadas en Castillejo, El Olmo y La Serna) corresponden al nivel +5-8 m; y las otras dos están en depósitos colgados a +3 m, en El Olmo, y a +12-15 m en La Serna. Por su parte, en el valle del Duratón-Cerezuelo los niveles aluviales bajos se han estudiado en cuatro lugares: dos colgados a +3 m, uno situado en Cerezo de Abajo y otro en Duruelo, y otros dos, uno a +5-8 m en Duratón y otro a +12 m en Mansilla (Tablas V.10 y V.11).

En todos los casos los depósitos fluviales presentan una potencia entre 0,5 y 1 m y se apoyan de forma discordante sobre las facies miocenas. Un buen ejemplo lo constituye el nivel +3 m situado en la margen derecha del río Duratón en las cercanías de Duruelo, donde la zapa lateral del río ha labrado un talud erosivo que deja ver un corte de unos 3 metros, el primero de los cuales corresponde a la formación aluvial, que se prolonga longitudinalmente durante varios metros y descansa sobre materiales areno-arcillosos del Mioceno. Este depósito, al igual que el del resto de las estaciones, está formado por cantos y gravas empastados en una matriz arenosa, sin que se aprecie en principio ningún tipo de estratificación o estructura, lo cual parece indicar una sedimentación brusca propia de ríos de cierta energía. Como excepción a estas características, merece ser destacada la terraza +5-8 m situada en la margen izquierda del río Duratón frente a la localidad del mismo nombre: en una cata artificial se observa un depósito de unos 5 m de longitud por 1,5 m de potencia que tiene su muro sobre afloramientos miocenos y presenta una secuencia donde se reconoce una cierta estratificación en lechos constituidos por cantos, canales de pequeño espesor de gravas y un nivel superior de limos.

GRANULOMETRÍA, LITOLOGÍA Y MORFOMETRÍA DE LAS TERRAZAS BAJAS									
Granulometría (mm)	Río Serrano			Río Duratón		Río Cerezuelo		Río Castilla	
	T + 3 m El Olmo	T + 5 m Castillejo de Mesleón	T + 5-8 m El Olmo	T + 5-8 La Serna de Duratón	T + 12-15 m La Serna de Duratón	T + 3 m Duruelo	T + 5-8 m Duratón	T + 3-5 m Cerezo de Abajo	T + 12 m Mansilla
20-60	69	58	67	74	65	60	57	53	39
60-120	27	38	26	23	32	35	42	30	50
120-240	4	4	7	3	3	5	1	14	11
>240	0	0	0	0	0	0	0	3	0
Mediana (mm)	46	55	51	46	50	55	57	59	64
Cenitilo (mm)	335 (cuarzo)	405 (cuarzo)	245 (cuarzo)	224 (cuarzo)	235 (cuarzo)	360 (cuarzo)	380 (gneis)	575 (cuarzo)	325 (cuarzo)
Clase modal (mm)	40-60 (38%)	40-60 (38%)	40-60 (42%)	20-40 (37%)	40-60 (41%)	40-60 (34%)	40-60 (43%)	40-60 (42%)	40-60 (35%)
Índice de Trask (So)	1,35	1,29	1,28	1,36	1,28	1,39	1,27	1,43	1,24
Índice de dispersión global (Dg)	57	62	62	61	59	73	49	109	77
Composición litológica global									
Cuarzo	82	74	93	75	82	29	58	41	45
Cuarcita	18	14	4	20	13	4	1	5	5
Esquistos	0	12	3	2	2	0	0	33	37
Gneis	0	0	0	1	2	20	17	19	3
Pizarra	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rocas filonianas	0	0	0	2	1	47	24	2	10
Calizas	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Morfometría (Cuarzos 40-60 mm)									
Índice de desgaste	2	0	1	3	0	4	0	3	2
% < 100	61	62	66	42	62	53	50	67	60
% 100-300	37	38	33	55	38	43	50	30	38
% < 300	274,5	275,9	272,7	307,7	279,1	272,7	297,9	245,6	260,9
Mediana	250-300 (27%)	250-300 (25%)	250-300 (34%)	300-350 (23%)	250-300 (29%)	200-250 (22%)	250-300 (26%)	200-250 (22%)	250-300 (24%)
Clase modal	250-300 (27%)	250-300 (25%)	250-300 (34%)	300-350 (23%)	250-300 (29%)	200-250 (22%)	250-300 (26%)	200-250 (22%)	250-300 (24%)
Índice de aplanamiento	11	11	14	23	16	8	21	12	12
% < 1,5	74	77	75	70	71	68	73	78	77
% 1,5-2,5	15	12	11	7	13	24	6	10	11
% > 2,5	1,85	1,87	1,93	1,78	1,85	1,97	1,70	1,90	1,90
Mediana	1,75-2,00 (27%)	1,50-1,75 (25%)	1,75-2,00 (21%)	1,75-2,00 (26%)	1,75-2,00 (31%)	1,75-2,00 (28%)	1,50-1,75 (34%)	1,75-2,00 (41%)	1,50-1,75 (24%)
Clase modal	1,75-2,00 (27%)	1,50-1,75 (25%)	1,75-2,00 (21%)	1,75-2,00 (26%)	1,75-2,00 (31%)	1,75-2,00 (28%)	1,50-1,75 (34%)	1,75-2,00 (41%)	1,50-1,75 (24%)
		2,00-2,25 (24%)	2,00-2,25 (20%)						

Tabla V.10. Granulometría, litología y morfometría de la fracción gruesa de las terrazas bajas en los valles de la cuenca sedimentaria

GRANULOMETRÍA DE LA FRACCIÓN FINA DE LAS TERRAZAS BAJAS										
GRANULOMETRÍA	Río Serrano					Río Duratón		Río Cerezuelo		A° Valarta
	T + 3 m El Olmo	T + 5-8 m El Olmo	T + 5-8 La Serna de Duratón	T + 5 m Castillejo de Mesleón	T+ 12-15 m La Serna de Duratón	T + 3 m Duruelo	T + 5-8 m Duratón	T + 3-5 m Cerezo de Abajo	T + 12 m Mansilla	T + 3 m Castillejo de Mesleón
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
2.00-1.60 mm	2,52	2,28	1,13	2,34	2,36	3,73	1,18%	3,50	0,88	0,81
1.60-1.00 mm	15,46	21,37	19,54	16,92	15,40	26,62	8,01%	25,16	11,80	8,57
1.00-0.80 mm	7,18	9,98	12,81	10,53	9,21	13,04	4,79%	12,03	5,90	5,69
0.80-0.63 mm	16,20	18,10	25,61	23,53	21,19	22,28	10,70%	23,38	15,93	16,58
0.63-0.500 mm	8,71	7,57	10,78	11,43	9,94	7,83	6,63%	9,00	8,55	10,83
0.500-0.400 mm	12,27	9,79	10,96	13,45	11,33	7,59	10,83%	9,17	11,36	13,58
0.400-0.320 mm	14,85	11,45	9,41	11,65	11,17	7,77	20,95%	8,25	14,31	18,40
0.320-0.200 mm	11,29	9,42	5,18	6,27	8,80	5,14	20,03%	4,99	12,46	12,39
0.200-0.125 mm	7,12	6,28	2,86	2,58	6,76	3,18	11,82%	2,81	9,96	8,14
0.125-0.063 mm	3,74	3,02	1,55	1,23	3,34	2,14	4,40%	1,49	6,34	3,69
<0.063 mm	0,67	0,74	0,18	0,17	0,49	0,67	0,66%	0,23	2,51	1,31
INTERVALOS	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Arcilla (<0.002 mm)	11,25	16,00	12,25	8,70	35,85	9,20	19,00	10,95	21,43	13,75
Limo (0.063-0.002)	7,80	3,40	3,95	2,20	3,10	9,65	5,33	1,98	12,45	7,40
Arena (2.0-0.0063 mm)	80,95	80,60	83,80	89,10	61,05	81,15	75,67	87,07	66,12	78,85
Fracción arena	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Arena gruesa (2.0-1.0 mm)	18,10	23,82	20,70	19,19	17,85	30,56	9,25	28,72	13,01	9,51
Arena media (1.0-0.5 mm)	32,30	35,92	49,28	45,57	40,54	43,44	22,27	44,51	31,16	33,54
Arena fina (0.5-0.2 mm)	38,67	30,89	25,60	31,43	31,45	20,64	52,15	22,46	39,11	44,96
Arena muy fina (0.2-0.063 mm)	10,93	9,37	4,42	3,82	10,16	5,36	16,33	4,31	16,72	11,98
Clase modal (mm)	0.80-0.63	1.60-1.00	0.80-0.63	0.80-0.63	0.80-0.63	1.60-1.00	0.400-0.32	1.60-1.00	0.80-0.63	0.400-0.320
Mediana (mm)	0,50	0,62	0,65	0,66	0,59	0,77	0,37	0,75	0,44	0,44
INDICES										
Q ₉₀	1,35	1,40	1,35	1,34	1,34	1,48	0,96	1,45	1,14	0,99
Q ₇₅	0,83	0,97	0,92	0,90	0,87	1,19	0,60	1,16	0,73	0,71
Q ₅₀	0,50	0,62	0,65	0,66	0,59	0,77	0,37	0,75	0,44	0,44
Q ₂₅	0,33	0,36	0,46	0,43	0,37	0,48	0,26	0,48	0,27	0,32
Q ₁₀	0,18	0,20	0,33	0,32	0,19	0,30	0,17	0,33	0,14	0,18
Índice de Trask (So)	1,58	1,64	1,41	1,45	1,53	1,57	1,52	1,55	1,64	1,49
Índice de dispersión global (Dg)	1,17	1,20	1,02	1,02	1,15	1,18	0,75	1,12	1,00	0,81

Tabla V.11. Composición granulométrica de la fracción fina de las terrazas bajas en los valles de la cuenca

En el resto de valles abiertos de la cuenca (valles del San Juan y del Caslilla) las terrazas bajas presentan también una cierta continuidad longitudinal, aunque su amplitud es bastante más reducida. En ellas no se ha reconocido ningún corte visible, de modo que se ha procedido a realizar el análisis sedimentológico sobre el techo de las mismas en un nivel colgado a +2-6 m en el río el valle del San Juan y en dos niveles, situados a +6 m y a +10-12 m, en el del Caslilla (en las cercanías de Vellosillo).

V.3.2.2. Localización y extensión de las terrazas bajas en las hoces de la rampa y del macizo de Sepúlveda

En contraste con el gran número de niveles de acumulación fluvial altos y medios que se encuentran en las hoces y los cañones, en especial en las Hoces del Duratón, los niveles bajos prácticamente están ausentes en ellos. Probablemente, las propias características de este tipo

de valles -una vez que han alcanzado una gran profundidad, tienen fondos estrechos y están jalonados por paredes escarpadas- no favorecen la sedimentación fluvial, salvo en lugares muy puntuales o excepcionalmente propicios. Además los niveles aluviales bajos en los cañones son fácilmente fosilizados por derrubios de ladera y tan sólo quedan al descubierto por causas antrópicas o por la dinámica fluvial al zapar alguna de sus márgenes.

Dentro de las Hoces del Duratón se ha analizado la sedimentología de dos niveles situados a +12-15 m del fondo actual. El primero se localiza en el perfil de Santa Cruz, mientras que el segundo, de mayor trascendencia geomorfológica, se sitúa en el propio fondo del meandro abandonado. También, se ha efectuado otro análisis en el cañón de Castroserna de Abajo: se trata de un depósito situado a +3 m del lecho del río San Juan y que se encuentra parcialmente fosilizado por un talud de derrubios (habiendo quedado al descubierto por el trazado de la carretera comarcal que transcurre por el fondo del cañón). (Tabla V.12)

GRANULOMETRÍA, LITOLOGÍA Y MORFOMETRÍA DE LAS TERRAZAS BAJAS EN LOS VALLES EN HOZ			
	Hoces del Duratón		Hoz de Castroserna
	+12-15 m Santa Cruz	+12-15 m Meandro abandonado	+3-5 m Castillo Castilnovo
Granulometría (mm)			
20-60	53	66	64
60-120	42	30	32
120-240	6	4	4
>240	0	0	0
Mediana (mm)	59	51	51
Centilo (mm)	215 (cuarzo)	184 (cuarzo)	215 (cuarzo)
Clase modal (mm)	40-60 (35%)	40-60 (35%)	20-40 (32%)
Indice de Trask (So)	1,42	1,30	1,40
Indice de dispersión global (Dg)	73	41	73
Composición litológica global			
Cuarzo	89		36
Cuarcita	4		15
Esquisto	0		0
Gneis	2		19
Pizarra	0		0
Rocas filonianas	2		3
Calizas	3		28
Morfometría (Cuarzos 40-60 mm)			
Indice de desgaste			
% < 100	0	0	1
% 100-300	35	41	71
% < 300	65	59	28
Mediana	326,5	333,3	250,0
Clase modal	300-350 (26%)	250-300 (22%)	200-250 (26%)
Indice de aplanamiento			
% < 1,5	11	27	28
% 1,5-2,5	75	63	66
% > 2,5	14	10	6
Mediana	1,87	1,72	1,83
Clase modal	1,50-1,75 (25%)	1,25-1,50 (26%)	2,00-2,25 (25%)
			1,25-1,50 (24%)

Tabla V.12. Granulometría, litología y morfometría de la fracción gruesa de las terrazas bajas en los valles en hoz

V.3.2.3. Composición y granulometría de las formaciones aluviales bajas

El espectro litológico de la fracción gruesa de las terrazas aluviales bajas en los valles de la cuenca es en general más heterogéneo, aunque siguen dominando los cuarzoes, y registra algunas sensibles diferencias en relación con los valles (Fig. V.18). Así, en los niveles aluviales bajos del Serrano y del Arroyo de Valarta el cuarzo supone más del 75% del total, seguido por las cuarcitas (entre el 15 y el 20%) y finalmente por esquistos. La representación de estos últimos decrece con la distancia recorrida como se pone de manifiesto en la terraza +5-8 m: mientras que en la estación de Castillejo la presencia de esquistos es un 12% del total, en la de La Serna, que dista de aquella unos 7 km, se ha reducido a apenas un 3% (esquistos y gneises). En cambio, en las terrazas bajas del valle del Duratón y del Cerezuelo, la proporción de cuarzoes se reduce notablemente, representando menos del 60% del total, si

bien lo normal es que se mantenga entre el 30 y el 45%. La disminución de los cuarzozos, junto con la práctica ausencia de cuarcitas, viene acompañada lógicamente por un aumento considerable de los fragmentos de rocas metamórficas (gneises y esquistos), que pueden llegar a representar -según las estaciones- entre el 20 y el 50%, y de rocas filonianas, también con porcentajes parecidos a las anteriores.

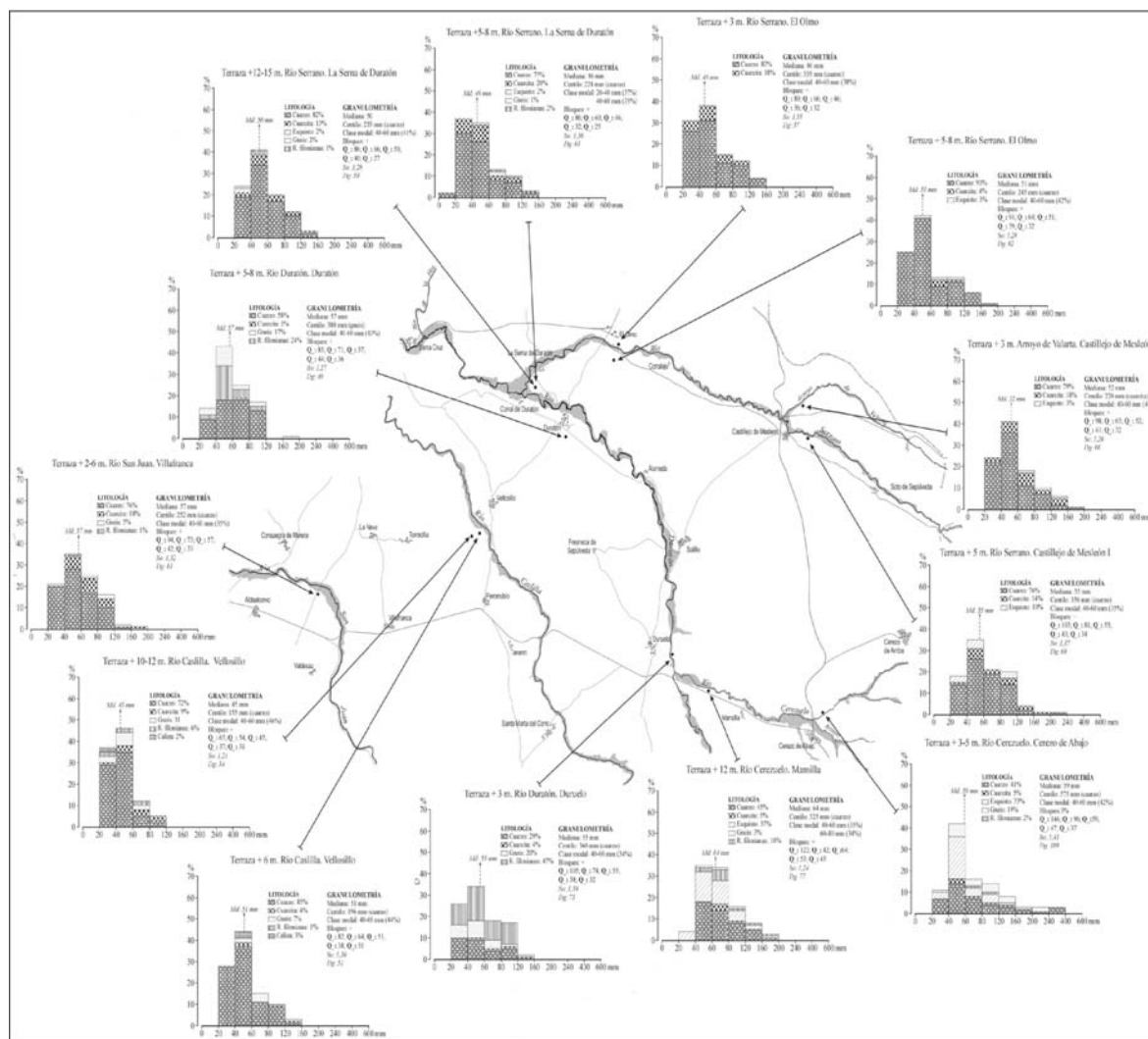


Fig. VI8. Histogramas granulométricos y litológicos de la fracción gruesa de las terrazas bajas en los valles de la cuenca sedimentaria

Todo parece indicar que el área fuente principal de los materiales de estas terrazas de los valles principales son las facies miocenas. En el valle del Serrano, la presencia de cuarzozos y esquistos se relaciona con el afloramiento de la facies rojiza arcillo-arenosa, que intercala bancos de conglomerados constituidos por estas litologías; los esquistos, más deleznales y alterados, son destruidos rápidamente por el transporte fluvial, de modo que habitualmente el porcentaje de cuarzozos es mayor. En cambio, en el valle del Duratón y en el del Cerezo la presencia elevada de cantos de gneis se debe a que han excavado la facies de grandes bloques de gneis de Cerezo de Abajo; así mismo, las rocas filonianas y gneises también proceden de los conglomerados de las facies de Sotillo-Duruelo y de Vellosillo-Duratón.

Por su parte, la composición litológica de los niveles aluviales bajos de los ríos Caslilla y San Juan está dominada por los cuarzozos, cuyo porcentaje es superior al 70%. El resto se reparte con proporciones bajas entre gneises, rocas filonianas, calizas y cuarcitas, adquiriendo estas últimas una mayor representación en las terrazas del río San Juan (donde suponen en torno al 20% del total). En todo caso, los análisis no ofrecen mucha fiabilidad, ya que las terrazas se encuentran cultivadas y probablemente las propias tareas agrícolas han dispersado los cantos depositados por los ríos al tiempo que los han mezclado con los procedentes de los afloramientos miocenos infrayacentes.

Por lo que se refiere a los niveles bajos encontrados en la Hoces del Duratón, la litología dominante en el depósito de Santa Cruz es el cuarzo (casi el 90% del total de los componentes de la fracción gruesa), mientras que en el fondo del meandro abandonado, aunque ha sido cultivado durante décadas, se aprecia una mayor variedad: el cuarzo supone el 50%, seguido por cuarcitas (23%), calizas (20%), gneises (5%) y rocas filonianas (2%) (Fig. V.13)

En lo relativo a la granulometría de las terrazas bajas pueden extraerse unas consideraciones generales, válidas para todos los depósitos estudiados. Todos ellos ofrecen una clara moda en el intervalo 40-60 mm, lo que supone medianas de grano elevadas, que suelen oscilar entre 46 y 64 mm, si bien su valor disminuye ligeramente cuanto más alejado se encuentra el depósito del área de cabecera de los valles. El centilo de cada una de las estaciones tiene unas dimensiones bastante elevadas, más incluso que las registradas en las terrazas medias y altas, manteniéndose siempre por encima de los 200 mm (a excepción de los depósitos del valle del Caslilla y del meandro abandonado). En ocasiones se observa así mismo una cierta granoselección del material, cuyo calibre va disminuyendo con la distancia. Ello tan sólo puede acreditarse para el valle del Serrano, donde se ha realizado la sedimentología en tres estaciones situadas a +5-8 m y separadas a una distancia regular: en su tramo alto (estación de Castillejo) la mediana es de 55 mm y el centilo de 405 mm, mientras que en tramo medio-bajo (estación de El Olmo) estos valores pasan a 51 y 245 mm respectivamente y finalmente, antes de confluir con el Duratón (estación de la Serna), la mediana y el centilo se han reducido a 46 mm y 224 mm.

En la práctica totalidad de los depósitos analizados la fracción gruesa está constituida principalmente por cantos pequeños, con más del 60% del total comprendido en la clase de 20-60 mm, y apenas hay elementos con dimensiones superiores a cantos grandes (120-240 mm). Tan solo en las estaciones más cercanas al área de cabecera de los ríos (terrazza +3-5 m en Cerezo de Abajo y +12 m en Mansilla) la proporción de cantos medianos y grandes aumenta considerablemente. En líneas generales se trata de depósitos homométricos o relativamente bien seleccionados, tal como queda corroborado por el índice de *Trask*, cuyo valor oscila entre 1,21 y 1,43, propios de un material bien clasificado. Algo más elevada es la dispersión global, si bien los valores son característicos de un sedimento entre bien y medianamente clasificado. Cabe señalar la aparente contradicción entre la relativa

homometría de los depósitos con los altos valores alcanzados por los centilos; todo parece indicar que éstos provienen de aportes laterales de las vertientes y que se han incorporado a la carga por la propia migración reciente de los ríos.

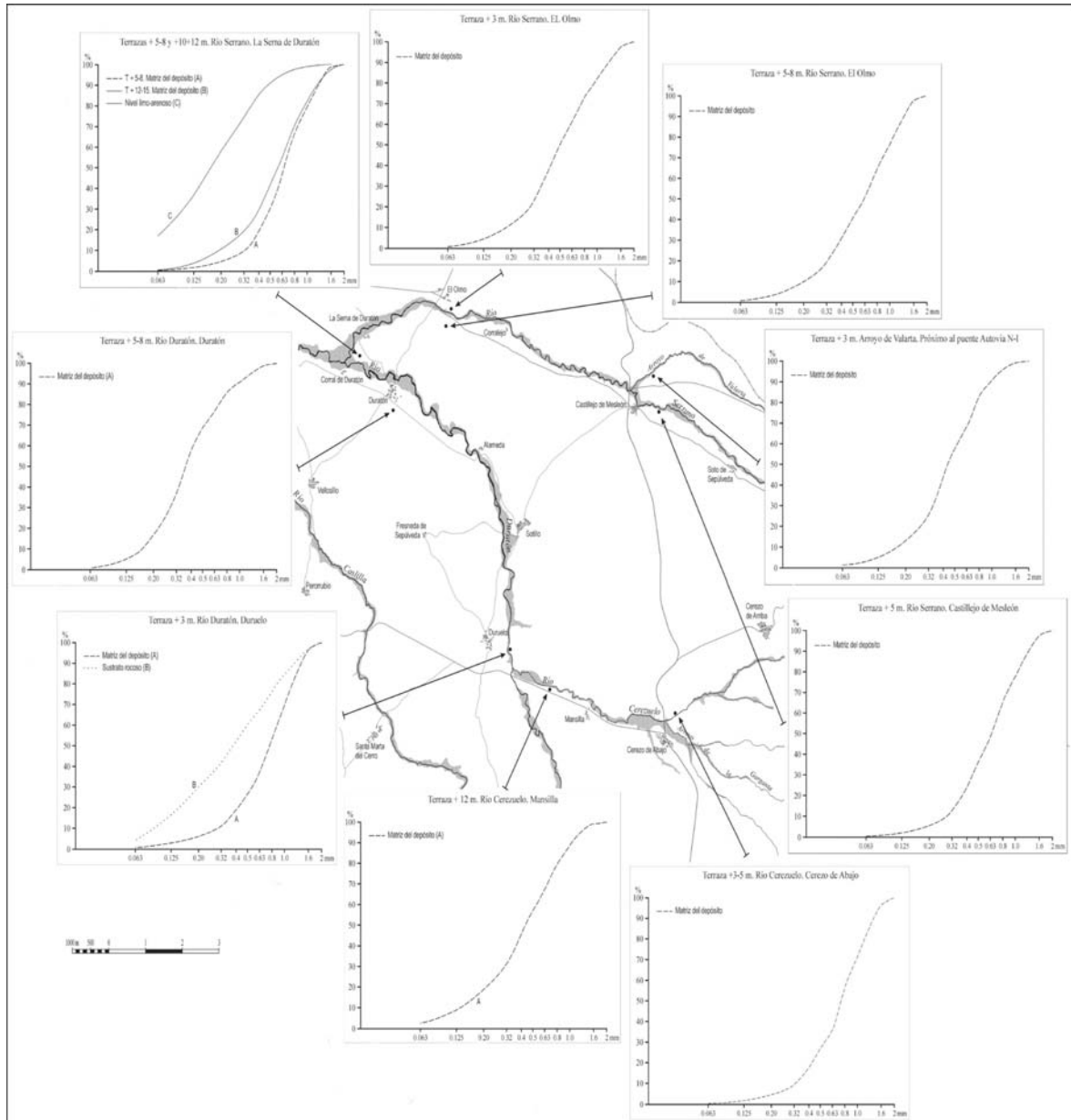


Fig.. V.19. Curvas acumulativas de las terrazas bajas en los valles de la cuenca sedimentaria

El análisis granulométrico de la fracción fina muestra, por su parte, que la matriz del material grueso de las diferentes estaciones tiene un carácter fundamentalmente arenoso. En la mayoría de ellas la arena representa más del 80% del total, siendo por tanto reducida la proporción de arcilla y limo. A su vez, el análisis en detalle de esta arena permite apreciar que la mayor parte de los depósitos muestran una práctica ausencia de la subfracción de arena muy fina, lo que se traduce en medianas correspondientes a los tramos medios o finos de la arena (0,50-0,77 mm). Las curvas acumulativas tienen un aspecto fundamentalmente

parabólico con una tendencia en su tramo final a sigmoidal, que puede interpretarse en relación con ambientes fluviales donde los cursos de agua tienen una cierta dificultad para la evacuación de su carga, bien por una paralización brusca de la competencia de arrastre bien por transportar una excesiva cantidad.

Algunos depósitos (depósito de +5-8 m en Duratón y de +3 m en el arroyo de Valarta) muestran, en cambio, una elevada proporción de arena muy fina y porcentajes inferiores en las subfracciones de arena media y gruesa. Esto se traduce en medianas algo más bajas (en torno a 0,37 y 0,44 mm) y en una forma más o menos sigmoidal, algo tendida, de las curvas granulométricas, indicando acumulaciones depositadas de forma más o menos libre por disminución progresiva de la corriente. Tanto este tipo de curva acumulativa como el anterior arrojan valores de clasificación moderados (S_o entre 1,41 y 1,64), así como una moderadamente baja dispersión global (D_g entre 0,75 y 1,20), lo que indica unas condiciones sedimentarias fluviales pero significativamente forzadas.

V.3.2.4. Morfometría de cantos en las formaciones aluviales bajas

Las terrazas bajas en general están compuestas por cantos prácticamente igual de redondeados que los de las terrazas medias y altas (Fig. V.20). En el río Cerezuelo-Duratón y en el río Serrano, dentro de la cuenca sedimentaria, el valor mediano del índice de desgaste de los depósitos se sitúa entre 245 y 307, si bien varía ligeramente en función del lugar dentro del valle donde se localiza la estación: en el tramo de transición medio-alto de los ríos oscila entre 245 y 260, como se aprecia en las terrazas del río Cerezuelo; en el tramo medio fluctúa entre 270 y 275; y en el tramo bajo entre 280 y 307, con lo que se observa un incremento del desgaste con la distancia a cabecera. En los ríos secundarios (Caslilla y San Juan), las medianas del desgaste son más bajas, variando entre 250 y 260, como se aprecia respectivamente en los depósitos de Velloso y Villafranca. Por su parte, en la hoz del Duratón tan sólo se han encontrado dos de estos niveles fluviales y, aunque se localizan en el tramo inicial de la misma, alcanzan un índice mediano de desgaste muy elevado (326 y 333) (Fig. V.17).

Los histogramas reflejan en la mayoría de las estaciones analizadas un máximo principal en el intervalo 250-300, que viene a significar entre un 25 y un 34% del total, si bien éste suele variar relativamente con la distancia o con la competencia de los ríos, de modo que en las estaciones situadas más próximas a la cabecera o en los ríos menos competentes (San Juan y Caslilla) puede descender al intervalo 200-250 y, al contrario, en las estaciones ubicadas en los tramos bajos de los valles aumentar y pasar al intervalo 300-350. Por otra parte, la proporción de cantos con desgastes superiores a 300 es también ligeramente superior al de las terrazas medias y altas: en las estaciones de la cuenca sedimentaria de los ríos principales

[illegible]

Así pues, los valores de desgaste corresponderían, según la escala de CAILLEUX y TRICART (1963), a accionamientos fluviales o medios hidrodinámicos intensos y competentes; sin embargo hay que tener en cuenta de nuevo que, al igual que ocurre en las terrazas altas y medias, la mayor parte de los materiales son retomados de las facies terciarias, con lo cual ya parten con unas características morfométricas derivadas de su anterior proceso sedimentario. También se aprecia un mayor desgaste con la distancia recorrida: en el valle del Serrano, la terraza +5-8 m presenta un desgaste en la estación de Castillejo, correspondiente a su tramo alto, de 274,5 y aumenta a 307,7 en su tramo bajo, poco antes de confluir en el

Duración; igualmente en el valle del Duratón, la terraza +3-5 m presenta un desgaste de 245,6 en Cerezo de Abajo y pasa a 272,7 en Duruelo, tras un recorrido de unos 5 km

Por su parte, el índice de aplanamiento arroja medianas, salvo excepciones en algún depósito, relativamente altas -entre 1,85 y 1,97- y porcentajes entre un 10 y un 25% de cantos con aplanamientos superiores a 2,5 (lo podría indicar que muchos cantos han sufrido roturas durante su transporte). No obstante, más del 70% del total de los cantos presentan valores comprendidos entre 1,5 y 2,5, lo que indicaría, en todo caso, y según la escala de CAILLEUX y TRICART (1963) una procedencia fluvial. La coincidencia que se registra en algunos depósitos de una alta proporción de cantos con aplanamientos mayores de 2,5 y un elevado porcentaje de elementos con desgastes superiores a 300 parece indicar un accionamiento violento propio de un régimen torrencial.

En suma, el análisis en detalle de los histogramas de desgaste y, en menor medida, de los de aplanamiento permite realizar apreciaciones interesantes. En algunos de ellos aparecen máximos secundarios en el intervalo 150-200 (terrazza +3 m en Duruelo, +12-15 m en La Serna, +5 m en Castillejo o +5-8 m en El Olmo), que pueden interpretarse bien como resultado de aportes laterales de las vertientes (que son incorporados a los lechos y apenas han sido transportados por los ríos) bien como cantos que han sufrido fracturas en su proceso de transporte, como parecen indicar los valores relativamente altos del índices de aplanamiento (próximos a 2). También se observan en los histogramas algunos picos correspondientes a intervalos de fuerte desgaste (350-400 o 400-450), que corresponden a cantos que han sufrido un transporte prolongado sin romperse. Finalmente valores altos de desgaste, como es el caso de los registrados en el meandro abandonado, en las Hoces del Duratón, o en la terraza +2-6 m de Villafranca pueden estar relacionados con la incorporación de cantos de cuarzo heredados de la “facies Utrillas”, donde ya se encuentran muy redondeados.

V.3.3. LAS FORMACIONES ALUVIALES DE FONDO DE VALLE

La caracterización sedimentológica del material que constituye el fondo actual de los valles se ha llevado a cabo mediante el muestreo de los depósitos ubicados en el propio lecho de los ríos o en los cortes vistos de la llanura de inundación. Para ello se han seleccionado una serie de estaciones a lo largo del perfil longitudinal de los ríos con la idea de que permitan interpretar su dinámica en el presente e incluso diferenciar su comportamiento en los diferentes ámbitos morfoestructurales que atraviesan.

La descripción y análisis se realiza -al igual que se ha venido haciendo hasta ahora- partiendo de la distinción entre los valles abiertos en la cuenca terciaria, los tramos de valle de tipo hoz o cañón y, aunque con menor representación, los tramos de garganta o nava.

V.3.3.1. Las formaciones de fondo de valle en los valles abiertos

El estudio de la fracción gruesa se ha realizado en los valles abiertos más importantes, esto es en el Serrano y en el Duratón, y sus principales afluentes: el Cerezuelo, que constituye realmente la continuidad natural de éste al menos desde el punto de vista sedimentológico, y el río del Puerto. Sin embargo, este análisis no se ha podido realizar en los valles menores del Caslilla y del San Juan por la práctica inexistencia de depósitos gruesos en el fondo de sus cauces (cuando se encuentran parece que están relacionados con actuaciones de carácter antrópico). Por el contrario, el análisis de la fracción fina sí se ha llevado en el fondo aluvial de todos los valles abiertos de la cuenca terciaria.

La Tabla V.13 refleja las características sedimentológicas de los depósitos gruesos del fondo de los valles indicados, de cuyo análisis pueden deducirse la siguientes consideraciones:

GRANULOMETRÍA, LITOLOGÍA Y MORFOMETRÍA DE LOS FONDOS DE VALLE								
	Río Serrano			Río Duratón			Río Cerezuelo	Río del Puerto
	Soto de Sepúlveda	Corralejo	La Serna de Duratón	Sotillo	Duratón "El Cefresnal"	Corral de Duratón	Mansilla	Casa del Guarda
Granulometría (mm)								
20-60	35	64	57	54	56	63	44	60
60-120	48	32	35	37	42	35	41	33
120-240	15	4	8	9	2	2	14	7
>240	2	0	0	0	0	0	1	0
Mediana (mm)	74	51	51	57	55	56	65	57
Centilo (mm)	480 (cuarzo)	205 (cuarzo)	335 (cuarzo)	255 (cuarzo)	155 (cuarzo)	145 (cuarzo)	295 (cuarzo)	242 (lamprofido)
Clase modal (mm)	80-120 (28%)	40-60 (39%)	40-60 (33%)	40-60 (39%)	40-60 (28%)	40-60 (49%)	40-60 (33%)	40-60 (42%)
	40-60 (26%)				60-80 (28%)			
Índice de Trask (So)	1,38	1,35	1,40	1,36	1,39	1,20	1,41	1,38
Índice de dispersión global (Dgi)	96	54	75	79	60	43	109	69
Composición litológica global								
Cuarzo	57	81	83	50	53	72	42	15
Cuarcita	3	17	12	4	4	8	12	2
Esquisto	26	2	1	0	0	8	32	1
Gneis	4	0	1	24	17	7	13	36
Pizarra	0	0	0	0	0	0	0	0
Rocas filonianas	10	0	3	22	26	5	1	22
Calizas	0	0	0	0	0	0	0	24
Morfometría (Cuarzos 40-60 mm)								
Índice de desgaste								
% < 100	2	2	0	0	1	0	2	12
% 100-300	71	72	61	53	52	65	58	61
% < 300	27	26	39	47	47	35	40	27
Mediana	240,0	250,0	266,7	291,7	290,9	272,7	255,3	208,3
Clase modal	200-250 (26%)	250-300 (25%)	150-200 (20%)	250-300 (26%)	250-300 (21%)	200-250 (28%)	150-200 (22%)	100-150 (19%)
Índice de aplanamiento								
% < 1,5	17	14	20	14	17	20	16	13
% 1,5-2,5	74	79	74	80	70	77	72	78
% > 2,5	9	7	6	6	13	3	12	9
Mediana	1,80	1,81	1,85	1,84	1,84	1,77	1,86	1,76
Clase modal	1,50-1,75 (26%)	1,50-1,75 (28%)	1,75-2,00 (24%)	1,75-2,00 (31%)	1,75-2,00 (24%)	1,75-2,00 (29%)	1,50-1,75 (26%)	1,50-1,75 (36%)
	1,75-2,00 (26%)		2,25-2,50 (24%)		1,50-1,75 (23%)			

Tabla V.13. Granulometría, litología y morfometría de la fracción gruesa de los fondos de valle de la cuenca

- El espectro litológico de los fondos de los valles guarda en general bastantes similitudes con el de las terrazas bajas, es decir presenta una significativa variedad litológica, con presencia de cuarcitas, esquistos, gneises, rocas filonianas (pórfidos), y sobre todo de cuarzoes, que siguen siendo dominantes. No obstante pueden observarse algunas diferencias según los valles. Así, los depósitos del fondo aluvial del río Serrano están constituidos principalmente por cuarzoes, seguidos en proporciones variables por cuarcitas, rocas metamórficas (en

especial por esquistos) y rocas filonianas; en las tres estaciones analizadas se aprecia con claridad una progresiva disminución de las dos últimas litologías (metamórfica y filoniana) conforme aumenta la distancia a cabecera, lo que se traduce en un aumento de la proporción de cuarzos, que pasan de representar un 57% en el depósito de Soto, en el tramo alto del valle, a un 83% en la estación de La Serna, a poco menos de un kilómetro de su confluencia con el Duratón. Por su parte, el material grueso del cauce del Duratón y del Cerezuelo, así como el del río del Puerto, es algo más heterogéneo y se mantiene en proporciones similares en todas las estaciones, a excepción de la situada en la localidad de Corral de Duratón: la estación situada en el río Cerezuelo en los alrededores de Mansilla está formada por cuarzo (42%), rocas metamórficas (esquistos un 32% y gneises un 13%) y cuarcitas (12%), mientras que el depósito analizado en el río del Puerto varios kilómetros antes de su confluencia destaca por la presencia de gneises (36%), calizas (24%), rocas filonianas (22%) y cuarzos (15%). Los aportes longitudinales de éstos, cuya confluencia forma el río Duratón propiamente dicho, se mantienen (a excepción del porcentaje de calizas) en proporciones más o menos similares a lo largo del valle de este río. Las dos primeras estaciones, situadas en Sotillo y en Duratón, registran un ligero aumento de los cuarzos, que aproximadamente suponen la mitad de la muestra, las rocas metamórficas disminuyen progresivamente y las rocas filonianas se mantienen en cantidades en torno al 20-25%, y las calizas, en cambio, desaparecen completamente, de lo que se deduce que son rápidamente erosionadas por la corriente fluvial. Más anómalo -según se ha indicado- es el último depósito, situado en Corral de Duratón, poco antes de que el río se adentre en los relieves mesozoicos del macizo de Sepúlveda: en él la proporción de cuarzos aumenta considerablemente (72%) al tiempo que se reduce la presencia del resto de grupos litológicos, con porcentajes por debajo del 10%. Una explicación de esta anomalía es que este depósito se localiza inmediatamente aguas abajo de la confluencia del río Serrano con el Duratón, por lo que la composición litológica está notablemente influida por los aportes longitudinales del primero, en los que -como se ha visto- la presencia de cuarzos es mayoritaria.

- La composición granulométrica de la fracción gruesa de los depósitos del fondo de los valles evidencia una competencia relativamente fuerte de los ríos: las medianas de grano oscilan entre 51 y 74 mm, si bien los depósitos están constituidos en una parte muy significativa por cantos pequeños (20-60 mm), que suponen entre un 35 y un 65% y cantos medianos (60-120 mm), con una proporción variable entre un 32% y un 48%. Esto se manifiesta en histogramas generalmente unimodales, con un máximo en el intervalo 40-60 mm, aunque algunas estaciones -las más próximas al área de cabecera- presentan histogramas

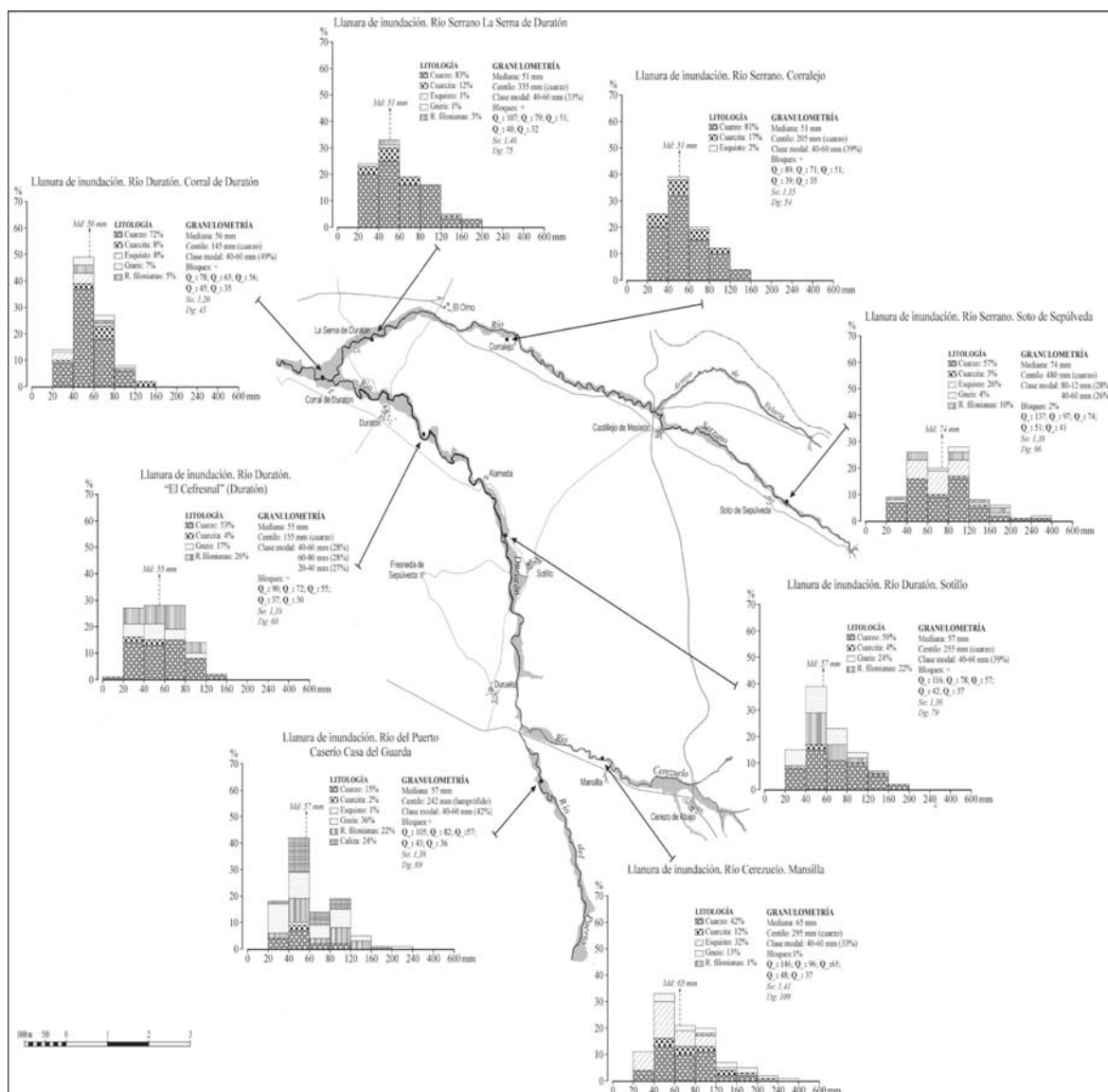


Fig. V.21. Histogramas granulométricos y litológicos de la fracción gruesa de los fondos de valle de la cuenca

bimodales (máximos en las fracciones 40-60 y 60-80 mm). No obstante los depósitos individualmente señalan una buena selección del material con índices de *Trask* bajos ($So=1,41$ y $1,20$), así como dispersión global moderadamente baja ($Dg=43$ y 79), a excepción de las estaciones situadas en el tramo alto de los valles, con valores de 96 (Soto de Sepúlveda) y 109 (Mansilla). En estos últimos dos casos se trataría de accionamientos intensos capaces de arrastrar una amplia gama de elementos, pero realizando una apreciable selección de los mismos. Por otro lado, no se observa una clara granoclasificación de los materiales gruesos a lo largo del perfil longitudinal de los dos valles estudiados. En este sentido, las estaciones más próximas a los relieves montañosos o en el tramo alto de los valles presentan medianas de grano elevadas (74 mm en el depósito de Soto en el valle del Serrano y 65 mm en Mansilla en el valle del Cerezuelo), que pasan a valores en torno a 51 mm y 57 mm en el tramo medio, pero se mantienen ya casi invariables a lo largo del resto del recorrido de los valles. Por su parte, el tamaño de los centilos es alto en los depósitos del río Serrano y no se aprecia una

reducción del mismo con la distancia. Por el contrario, en los materiales del Duratón el tamaño es globalmente más reducido y además se aprecia una granoselección, es decir las dimensión de los centilos se reduce paulatinamente a medida que los depósitos se alejan de cabecera, pasando de valores de 295 mm en la estación de Mansilla a 145 mm en la de Corral de Duratón.

- Respecto a la fracción fina, ésta está constituida por arenas, que representan salvo excepciones más de 90% del total, correspondiendo el resto a arcilla y limo (Tabla V.14 y Fig. V.22). La granulometría de las arenas describe básicamente curvas acumulativas de aspecto parabólico, con una ligera inflexión sigmoidal en su parte final. Esta forma se relaciona con la escasa presencia de la subfracción “arena muy fina”, inferior siempre al 5%, y con el alto porcentaje que presentan los depósitos en las subfracciones de “arena fina”, “gruesa” y, sobre todo, “media”. La ligera inflexión final se debe a la escasa presencia de arena muy gruesa en el intervalo 1,60-2,00 mm. Sin embargo algunas curvas presentan una forma algo más sigmoidal (estaciones de Corralejo y de Soto de Sepúlveda), debido a que tienen porcentajes bajos en las fases de arena fina y gruesa. En todo caso, el espectro granulométrico de los diferentes depósitos señala una clara moda en el intervalo de 0,63-0,80 mm y medianas variables comprendidas entre 0,47 y 0,83 mm.

GRANULOMETRÍA DE LA FRACCIÓN FINA DE LOS FONDOS DE VALLE								
	Río Serrano			Río Duratón			Río Cerezuelo	Río del Puerto
	La Serna de Duratón	Corralejo	Soto de Sepúlveda	Corral de Duratón	Duratón "El Cefresnal"	Sotillo	Mansilla	Casa del Guarda
GRANULOMETRÍA	%	%	%	%	%	%	%	%
2.00-1.60 mm	1,56	0,73	0,87	5,09	3,70	3,36	2,68	3,18
1.60-1.00 mm	21,37	12,05	7,54	29,11	24,78	23,32	15,75	19,24
1.00-0.80 mm	10,19	9,69	6,89	14,71	12,88	14,08	7,18	10,07
0.80-0.63 mm	19,82	26,61	21,75	26,92	26,97	25,11	14,23	20,93
0.63-0.500 mm	7,93	13,99	13,34	8,47	9,49	9,93	6,69	9,64
0.500-0.400 mm	8,63	15,24	16,81	6,96	8,92	9,61	8,76	11,92
0.400-0.320 mm	9,70	12,15	17,41	5,20	7,09	8,98	11,86	13,51
0.320-0.200 mm	8,49	5,92	9,71	2,08	3,86	3,83	12,17	7,84
0.200-0.125 mm	7,01	2,51	4,28	0,94	1,46	1,31	11,74	2,81
0.125-0.063 mm	4,18	0,79	1,30	0,47	0,42	0,42	7,12	0,74
<0.063 mm	1,13	0,31	0,11	0,05	0,42	0,05	1,82	0,11
INTERVALOS	%	%	%	%	%	%	%	%
Arcilla (<0.002 mm)	21,90	4,05	5,88	2,95	3,65	3,73	10,30	4,18
Limo (0.063-0.002)	8,25	0,80	2,00	0,88	0,90	1,13	9,00	1,55
Arena (2.0-0.0063 mm)	69,85	95,15	92,12	96,17	95,45	95,15	80,70	94,25
Fracción arena	%	%	%	%	%	%	%	%
Arena gruesa (2.0-1.0 mm)	23,19	12,82	8,41	34,22	28,60	26,69	18,77	22,44
Arena media (1.0-0.5 mm)	38,37	50,45	42,02	50,13	49,55	49,13	28,62	40,69
Arena fina (0.5-0.2 mm)	27,13	33,42	43,97	14,25	19,96	22,44	33,40	33,32
Arena muy fina (0.2-0.063 mm)	11,31	3,31	5,59	1,40	1,89	1,73	19,21	3,55
Clase modal (mm)	1,60-1,00	0,80-0,63	0,80-0,63	1,60-1,00	0,80-0,63	0,80-0,63	1,60-1,00	0,80-0,63
Mediana (mm)	0,64	0,60	0,50	0,83	0,79	0,76	0,47	0,65
INDICES								
Q ₉₀	1,39	1,20	0,95	1,50	1,44	1,44	1,33	1,39
Q ₇₅	0,97	0,82	0,72	1,25	1,25	1,14	0,84	0,95
Q ₅₀	0,64	0,60	0,50	0,83	0,79	0,76	0,47	0,65
Q ₂₅	0,36	0,43	0,37	0,65	0,55	0,52	0,26	0,40
Q ₁₀	0,18	0,32	0,27	0,42	0,37	0,36	0,13	0,31
Indice de Trask (So)	1,64	1,38	1,39	1,39	1,44	1,48	1,79	1,54
Indice de dispersión global (Dg)	1,21	0,88	0,68	1,08	1,07	1,08	1,2	1,08

Tabla V.14. Composición granulométrica de la fracción fina de los fondos de valle de la cuenca

Los índices elaborados a partir de los cuartiles son indicativos de un sedimento relativamente bien clasificado y una dispersión mediana. El índice de *Trask* arroja valores de clasificación buenos ($So= 1,38-1,54$), a excepción de la estación de La Serna ($So= 1,64$) y la de Mansilla ($So= 1,79$), cuyos índices muestran una clasificación mediana del material. El índice de dispersión global presenta, por su parte, valores propios de un material entre bien y medianamente clasificado ($Dg= 0,68$ y $1,21$). Las características granulométricas expresadas en las curvas acumulativas y en estos índices de clasificación serían propias de corrientes fluviales que tienen dificultades para evacuar la carga o que sólo son capaces de arrastrar los materiales en periodos de mayor intensidad o fuerza de la corriente, acumulándose el material de forma forzada al disminuir la competencia de la misma.

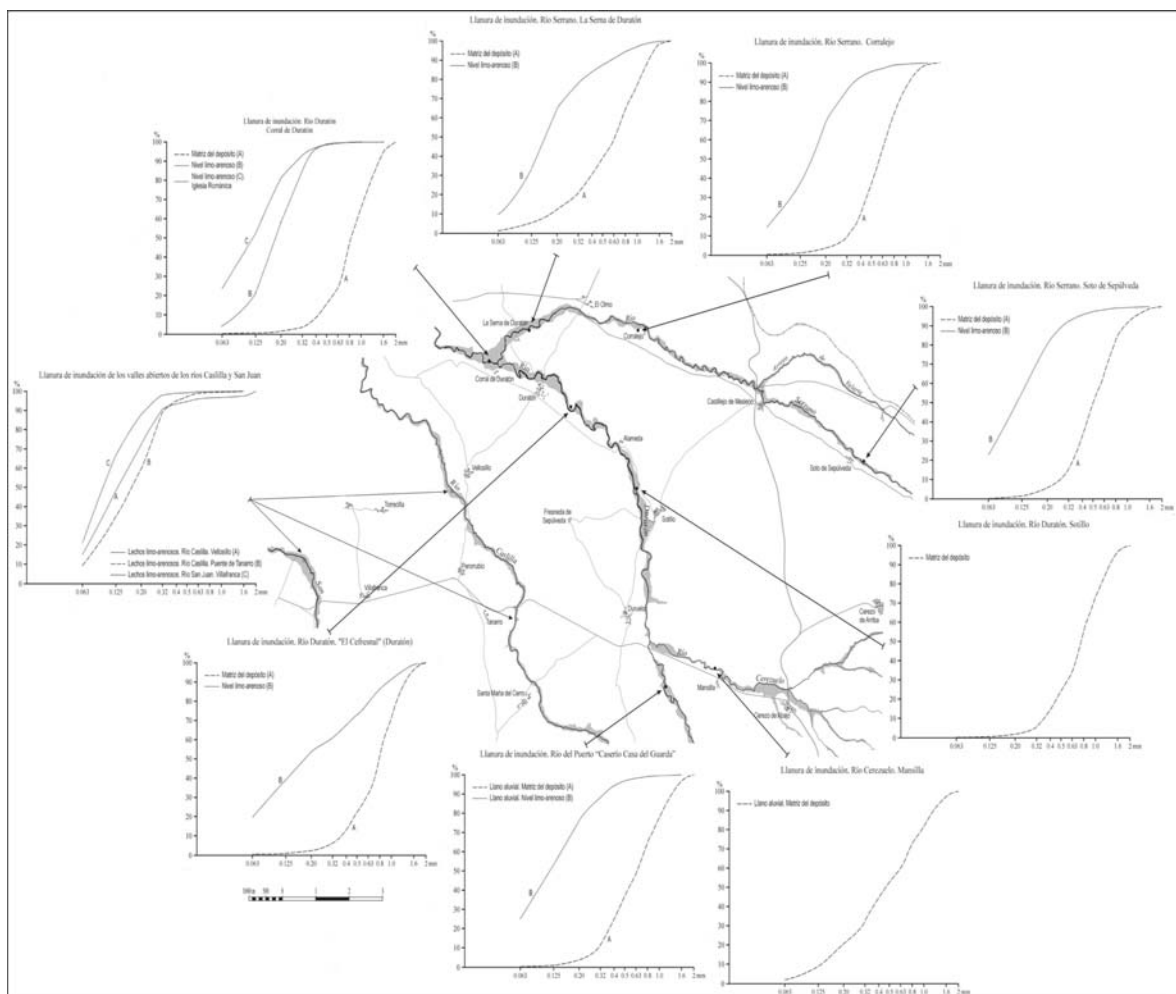


Fig. V.22. Curvas acumulativas de los fondos de valle de la cuenca

- Los depósitos gruesos del fondo aluvial del conjunto de los valles que atraviesan la cuenca suelen estar normalmente fosilizados por lechos limo-arenosos de espesor generalmente inferior al metro. En ocasiones, como ocurre sobre todo en los valles del Casilla y del San Juan pero también en algunos tramos de valle del Duratón o del Serrano, la llanura de inundación está constituida exclusivamente por aluviones de granulometría fina, especialmente por arena, limo y arcilla, sin que aparezca el depósito detrítico grueso. La

granulometría de estos niveles limo-arenosos se caracteriza por una abundante presencia de arena muy fina, que suele ser superior al 60% de total, y arena fina, mientras que la proporción de arena media y gruesa es muy escasa, casi siempre menor del 10% (Tabla V.15). Esta composición se manifiesta en medianas muy bajas, en torno 0,12-0,18 mm, y modas casi siempre situadas en el intervalo 0,200-0,125 mm y da lugar a curvas acumulativas sigmoidales pero con una amplia concavidad en su parte superior, que las da una tendencia hacia la forma hiperbólica (Fig. V.22). Se caracterizan por un índice de clasificación moderado (So = valores más representativos entre 1,57 y 1,78) y un índice de dispersión global muy bajo (Dg = valores generalmente comprendidos entre 0,54 y 0,18); estos datos son propios de acumulaciones fluviales, señalando que los ríos han ido seleccionando el material en función de su competencia relacionada con la disminución de la velocidad de la corriente, depositándose los materiales finos por decantación.

GRANULOMETRÍA DE LOS DEPÓSITOS LIMO-ARENOSOS DE LOS FONDOS DE VALLE										
	Río Serrano			Río Duratón			Río del Puerto	Río Castilla		Río San Juan
	La Serna de Duratón	Corralejo	Soto de Sepúlveda	Corral de Duratón	Iglesia Románica	Duratón	Casa del guarda	Puente Tanarro(1)	Vellosillo(1)	Villafranca(1)
GRANULOMETRÍA	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
2.00-1.60 mm	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,93	0,00	0,05	2,53	0,03
1.60-1.00 mm	2,71	0,62	0,45	0,06	0,14	7,68	0,52	0,53	0,79	0,05
1.00-0.80 mm	1,95	0,47	0,27	0,06	0,14	4,73	0,31	0,43	0,51	0,08
0.80-0.63 mm	4,91	1,80	0,89	0,38	0,56	9,40	1,24	1,80	1,55	0,47
0.63-0.500 mm	2,39	1,56	0,89	0,70	0,63	4,30	1,03	2,19	1,15	0,32
0.500-0.400 mm	3,53	2,81	1,78	2,40	1,40	5,31	2,48	5,48	2,70	0,90
0.400-0.320 mm	6,36	7,03	3,21	11,39	4,19	6,67	6,10	13,35	7,45	3,33
0.320-0.200 mm	13,41	16,63	11,94	26,76	12,01	7,32	12,19	26,32	19,12	12,94
0.200-0.125 mm	31,05	31,69	25,22	36,94	28,77	14,49	22,83	26,35	28,56	31,26
0.125-0.063 mm	23,87	23,03	32,53	17,08	28,21	19,58	28,20	14,29	20,61	29,77
<0.063 mm	9,57	14,36	22,82	4,24	23,95	19,58	25,10	9,21	15,01	20,84
INTERVALOS	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Arcilla (<0.002 mm)	12,30	18,70	15,00	11,55	12,10	14,50	19,13	23,44 ⁽¹⁾	37,04 ⁽¹⁾	53,13 ⁽¹⁾
Limo (0.063-0.002)	15,90	26,45	41,70	12,73	33,45	29,45	44,63			
Arena (2.0-0.063 mm)	71,80	54,85	43,30	75,72	54,45	56,05	36,25	76,56	62,96	46,87
Fracción arena	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Arena gruesa (2.0-1.0 mm)	3,27	0,73	0,58	0,07	0,18	10,70	0,69	0,63	3,92	0,11
Arena media (1.0-0.5 mm)	10,24	4,47	2,66	1,19	1,74	22,93	3,45	4,87	3,78	1,11
Arena fina (0.5-0.2 mm)	25,77	30,90	21,94	42,34	23,14	24,00	27,72	49,74	34,43	21,68
Arena muy fina (0.2-0.063 mm)	60,72	63,90	74,83	56,41	74,93	42,37	68,14	44,76	57,86	77,11
Clase modal (mm)	0.200-0.125	0.200-0.125	0.125-0.063	0.200-0.125	0.200-0.125	0.125-0.063	0.125-0.063	0.320-0.200	0.200-0.125	0.200-0.125
Mediana (mm)	0,16	0,16	0,12	0,18	0,12	0,18	0,12	0,17	0,13	0,10
INDICES										
Q ₉₀	0,60	0,36	0,29	0,35	0,29	0,94	0,34	0,33	0,31	0,22
Q ₇₅	0,29	0,24	0,18	0,27	0,18	0,55	0,19	0,26	0,21	0,15
Q ₅₀	0,16	0,16	0,12	0,18	0,12	0,18	0,12	0,17	0,13	0,10
Q ₂₅	0,11	0,09	0,07	0,14	0,06	0,09	0,06	0,10	0,08	0,07
Q ₁₀	0,06	0,05	0,04	0,09	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05
Índice de Trask (So)	1,62	1,63	1,60	1,39	1,69	2,62	1,78	1,61	1,62	1,46
Índice de dispersión global (Dg)	0,54	0,31	0,25	0,26	0,25	0,9	0,3	0,27	0,25	0,17

⁽¹⁾ Incluye fracción arcilla y limo

Tabla V.15. Composición granulométrica de los depósitos limo-arenosos de los fondos de valle de la cuenca

- Los valores del desgaste apuntados en las terrazas bajas se mantienen prácticamente sin variación en los depósitos de los fondos de valle, aunque se observa un ligero descenso en los depósitos situados en el tramo correspondiente a las Hoces del Duratón. También, el fondo actual de los ríos Castilla y San Juan no presenta apenas materiales gruesos, estando constituido básicamente por material fino. Sin contar por tanto a estos dos ríos, la mediana del índice de desgaste presenta valores generalmente comprendidos entre 240 y 292 para los aluviones del fondo de los valles al atravesar la cuenca sedimentaria, pero el análisis

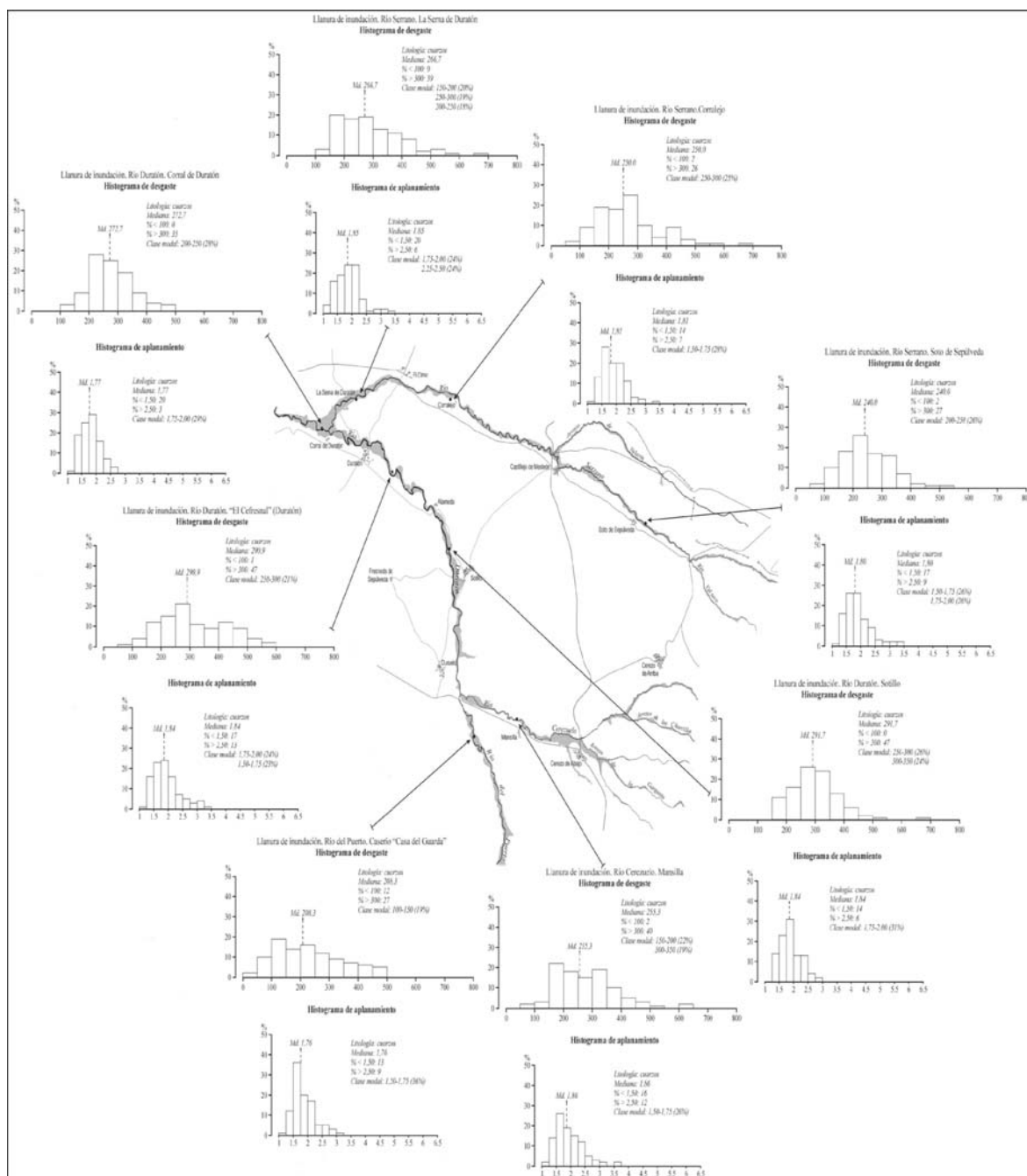


Fig. V.23. Histogramas de desgaste y aplanamiento de los fondos de valle de la cuenca

individualizado de los mismos permite señalar algunas diferencias entre ellos (Fig. V.23). Los depósitos del fondo de valle del río Serrano presentan un desgaste en conjunto algo menor que los del Duratón: 240-266 del primero frente a 255-292 del segundo; además en el valle del Serrano se observa un incremento del desgaste en relación con la distancia recorrida. Así, en el tramo alto del valle el desgaste es de 240 (estación de Soto de Sepúlveda), mientras que en el tramo bajo (estación de La Serna) aumenta a 266. En el valle del Duratón, por su parte, la mediana de desgaste en los depósitos es superior y también algo más irregular. En los valles afluentes antes de su confluencia con el Duratón –Cerezuelo y Río del Puerto– se sitúa en 255,3 y 208,3 respectivamente, mientras que en el tramo medio y bajo ya del Duratón,

alcanza un valor bastante alto, en torno a 290, sin que se modifique con la distancia. En cambio, este valor desciende a 272,7 tras confluir el Duratón y el Serrano, lo que se debe a que los aportes longitudinales de este tributario están ligeramente menos trabajados. Los histogramas reflejan una distribución variable de unos depósitos a otros: la clase modal más frecuente es 250-300, indicativa de cantos que han experimentado un accionamiento prolongado, pero también en otros depósitos el máximo modal se sitúa en los intervalos 150-200 o 200-250, que correspondería a materiales de procedencia lateral, con escaso rodamiento o que han sufrido un moderado arrastre fluvial, manteniéndose prácticamente los valores heredados de las facies miocenas. No obstante, el número de cantos con desgastes que superan el valor de 300 es alto, muy similar al de las terrazas bajas, pues oscila según cada estación entre un 26 y un 47% del total, lo que conduce a pensar también en accionamientos cortos pero violentos, relacionados con pulsaciones o crecidas.

- Respecto al índice de aplanamiento, el valor de la mediana de los depósitos del conjunto de los valles abiertos arroja valores moderados, comprendidos entre 1,77 y 1,86, propios de un accionamiento fluvial. La práctica ausencia de valores altos (los cantos con aplanamiento >2,5 no superan el 15%) pueden indicar asimismo que las pulsaciones o crecidas no son muy frecuentes.

V.3.3.2. Las formaciones de fondo de valle en las hoces o cañones

El estudio sedimentológico de los depósitos gruesos del fondo de los cañones u hoces se ha llevado a cabo sólo en las Hoces del Duratón, ya que en el fondo de los cañones menores la presencia de éstos es escasa y sólo puntualmente puede aparecer algún tramo recubierto por cantos o bloques calizos provenientes de la zapa de los ríos sobre alguna formación coluvial. Se ha realizado así a lo largo del perfil longitudinal de este tramo del valle del Duratón un estudio sedimentológico completo en las barras de cantos, gravas y arenas que aparecen con frecuencia en el fondo del lecho, para lo cual se han seleccionado 6 estaciones que, separadas de forma más o menos regular, cubren todo el fondo de las Hoces desde su inicio en Santa Cruz hasta las proximidades del Monasterio de la Hoz, a partir de donde la cola del embalse impide acceder al fondo del cañón. Los resultados obtenidos, que permiten caracterizar e interpretar la dinámica actual del río Duratón en este importante sector, se sintetizan en las Tablas V.16 y V.17 y de ellos pueden extraerse las siguientes observaciones:

- La fracción granulométrica gruesa de los depósitos está constituida fundamentalmente por cantos pequeños. En todas las estaciones más del 60% de los cantos presentan un calibre menor de 60 mm, lo que se traduce también en un máximo del histograma en la clase 20-40 mm (a excepción del depósito inicial) y en medianas de grano relativamente bajas (*Med* entre 52 y 30 mm). Del análisis detallado de estos datos generales se deduce una clara granoselección del material a lo largo del perfil longitudinal, cuya consecuencia es la

reducción del tamaño de las partículas. En este sentido, el porcentaje de los cantos menores de 60 mm aumenta considerablemente aguas abajo, pasándose del 63% en Santa Cruz al 98% en la última estación (La Llanada); y de igual manera, la mediana de grano de los depósitos se reduce de 52 a 30 mm entre las estaciones que se acaban de citar, separadas por un recorrido próximo a los 20 km. Iguales consideraciones pueden realizarse para la evolución de la clase modal. También la variación de las dimensiones de los centilos, constituidos por calizas (a excepción del último, formado por un resto de cerámica) refleja una disminución del calibre del sedimento en el sentido de la corriente: el alto valor del centilo (257 mm) en la estación de Santa Cruz se reduce a 108 mm en la estación de la Presa de La Molinilla. Una disminución que además va acompañada por una reducción de los cantos de cuarzo y un incremento de los de naturaleza caliza. Esta granoselección correlativa a la distancia recorrida también se manifiesta si se analizan los depósitos individualmente. Los histogramas granulométricos son cortos y describen un material muy seleccionado, donde los intervalos decrecen rápidamente hacia las dimensiones más grandes, de modo que los cantos grandes (120-240 mm) son prácticamente inexistente. De este modo la distribución granulométrica arroja unos índices característicos de un material muy bien clasificado y con una reducida dispersión global ($S_o=1,18$ y $1,34$ y $D_g=19$ y 60).

GRANULOMETRÍA, LITOLOGÍA Y MORFOMETRÍA DEL FONDO ALUVIAL DE LAS HOCES DEL DURATÓN						
	Santa Cruz	El Parral	Villar de Sobrepeña	Miguel Sancho	Molinilla	La Llanada
Granulometría (mm)						
20-60	63	83	92	86	90	98
60-120	32	17	8	14	10	2
120-240	5	0	0	0	0	0
>240	0	0	0	0	0	0
<i>Mediana (mm)</i>	52	40	37	37	37	30
Centilo (mm)	257 (caliza)	197 (caliza)	115 (caliza)	116 (caliza)	108 (caliza)	81 (teja)
Clase modal (mm)	40-60 (40%)	20-40 (48%)	20-40 (65%)	20-40 (55%)	20-40 (59%)	20-40 (84%)
<i>Índice de Trask (S_o)</i>	1,29	1,27	1,28	1,34	1,20	1,18
<i>Índice de dispersión global (D_g)</i>	60	46	32	38	32	19
Composición litológica global						
Cuarzo	60	40	50	36	35	36
Cuarcita	4	3	13	3	2	0
Esquisto	1	0	0	1	0	2
Gneis	4	9	5	4	1	2
Pizarra	0	0	0	0	0	0
Rocas filonianas	8	4	2	1	0	0
Calizas	23	44	29	53	57	51
Tejas	0	1	1	2	5	8
Morfometría (Cuarzos 40-60 mm)						
<i>Índice de desgaste</i>						
% < 100	0	0	0	0	1	--
% 100-300	49	74	49	70	57	--
% < 300	51	26	51	30	42	--
<i>Mediana</i>	301,9	266,7	304,3	250,0	272,7	--
Clase modal	200-250 (20%)	250-300 (33%)	300-350 (21%)	200-250 (29%)	300-350 (29%)	--
<i>Índice de aplanamiento</i>						
% < 1,5	19	20	26	28	23	--
% 1,5-2,5	73	76	74	71	69	--
% > 2,5	8	4	0	1	8	--
<i>Mediana</i>	1,83	1,75	1,61	1,62	1,73	--
Clase modal	1,75-2,00 (29%)	1,50-1,75 (28%)	1,50-1,75 (39%)	1,50-1,75 (33%)	1,50-1,75 (32%)	--

Tabla V.16. Granulometría, litología y morfometría de la fracción gruesa del fondo de las Hoces del Duratón

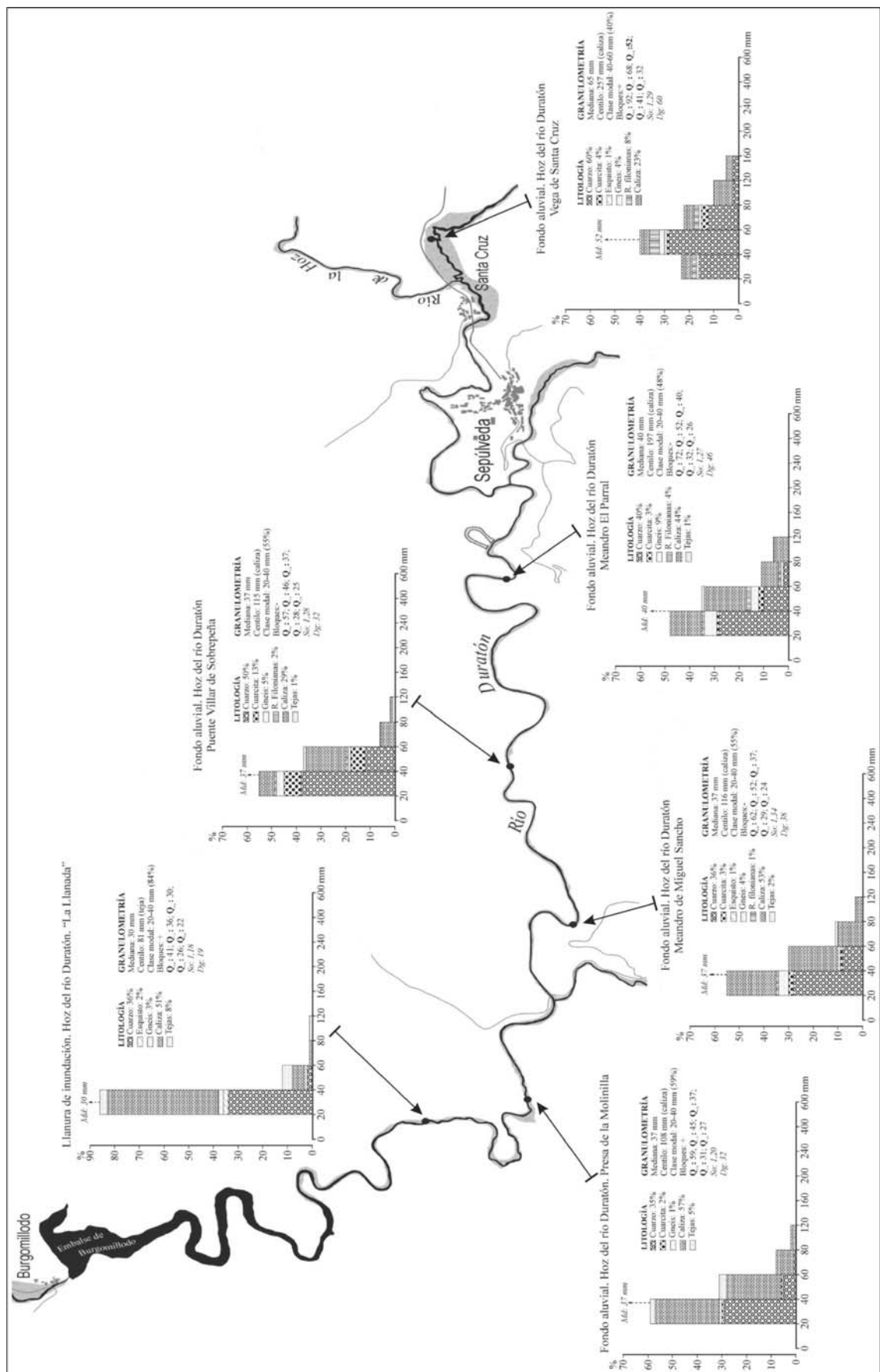


Fig. V24. Histogramas granulométricos y litológicos de la fracción gruesa del fondo aluvial de las Hoces del Duratón

GRANULOMETRÍA DE LA FRACCIÓN FINA DE LOS DEPÓSITOS DEL FONDO DE VALLE DE LAS HOCES DEL DURATON												
	Santa Cruz (1)	Santa Cruz (2)	El Parral (1)	El Parral (2)	Villar Sobrepeña (1)	Miguel Sancho (1)	Molinilla (1)		La Llanada		Monasterio Hoz (1a)	Monasterio Hoz (1b)
	%	%	%	%	%	%	%	%	(1)	(2)		
GRANULOMETRÍA									%	%		
2.00-1.60 mm	0,11	0,00	0,31	0,00	6,24	3,56	5,65	0,00	2,17	0,00	8,95	0,00
1.60-1.00 mm	1,86	0,15	2,45	0,07	28,10	18,24	20,96	0,00	7,64	0,12	34,83	0,05
1.00-0.80 mm	2,76	0,22	2,76	0,07	12,95	10,77	10,17	0,08	2,79	0,24	13,99	0,05
0.80-0.63 mm	11,80	0,66	14,49	0,34	22,93	28,35	20,96	1,00	7,79	2,03	19,70	0,42
0.63-0.500 mm	8,83	0,52	14,33	0,62	10,08	14,43	11,56	1,25	6,35	2,03	7,20	0,57
0.500-0.400 mm	13,18	1,11	22,30	1,44	8,75	13,62	13,56	2,91	13,42	3,11	6,79	2,44
0.400-0.320 mm	25,36	3,83	24,86	5,15	7,52	8,43	12,22	8,40	29,15	5,38	5,66	20,68
0.320-0.200 mm	25,57	11,50	12,61	13,86	2,20	2,03	3,65	15,54	22,19	8,49	2,06	52,21
0.200-0.125 mm	8,77	30,97	4,64	35,14	0,77	0,36	0,87	25,10	7,43	16,87	0,51	21,09
0.125-0.063 mm	1,65	31,42	1,20	30,27	0,41	0,15	0,36	26,52	1,03	24,64	0,31	2,39
<0.063 mm	0,11	19,62	0,05	13,04	0,05	0,05	0,05	19,20	0,05	37,08	0,00	0,10
INTERVALOS	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%		
Arcilla (<0.002 mm)	5,55	14,48	4,08	13,15	1,88	2,95	2,05	17,70	2,85	22,18	1,10	3,43
Limo (0.063-0.002)	0,50	31,03	0,43	23,50	0,48	0,42	0,65	33,70	0,30	51,53	1,70	0,43
Arena (2.0-0.0063 mm)	93,95	54,50	95,49	63,35	97,65	96,63	97,30	48,60	96,85	26,30	97,20	96,15
Fracción arena	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%		
Arena gruesa (2.0-1.0 mm)	1,97	0,18	2,76	0,08	34,36	21,81	26,62	0,00	9,81	0,19	43,78	0,05
Arena media (1.0-0.5 mm)	23,42	1,74	31,60	1,18	45,98	53,58	42,70	2,88	16,93	6,84	40,90	1,04
Arena fina (0.5-0.2 mm)	64,18	20,46	59,80	23,52	18,48	24,10	29,45	33,23	64,79	27,00	14,51	75,40
Arena muy fina (0.2-0.063 mm)	10,43	77,61	5,84	75,22	1,18	0,51	1,23	63,89	8,47	65,97	0,82	23,50
Clase modal (mm)	0.320-0.200	0.125-0.063	0.400-0.320	0.200-0.125	1.60-1.00	0.80-0.63	1.60-1.00	0.125-0.063	0.400-0.320	0.125-0.063	1.60-1.00	0.320-0.200
Mediana (mm)	0,36	0,12	0,43	0,14	0,83	0,72	0,68	0,14	0,37	0,09	0,92	0,26
INDICES												
Q ₉₀	0,66	0,27	0,70	0,29	1,50	1,35	1,45	0,35	0,96	0,36	1,60	0,36
Q ₇₅	0,49	0,18	0,56	0,19	1,25	0,95	1,15	0,23	0,54	0,18	1,35	0,32
Q ₅₀	0,36	0,12	0,43	0,14	0,83	0,72	0,68	0,14	0,37	0,09	0,92	0,26
Q ₂₅	0,28	0,07	0,34	0,09	0,57	0,51	0,46	0,07	0,30	0,04	0,65	0,20
Q ₁₀	0,19	0,04	0,25	0,05	0,39	0,39	0,36	0,04	0,21	0,02	0,43	0,16
Índice de Trask (So)	1,32	1,60	1,28	1,45	1,48	1,36	1,58	1,81	1,34	2,12	1,44	1,26
Índice de dispersión global (Dg)	0,47	0,23	0,45	0,24	1,11	0,96	1,09	0,31	0,75	0,34	1,17	0,2

(1) Barra de cantos, grava y arena; (2) Arena fina y limos

(1a) Barra de gravas y arena gruesa; (1b) Barra de arena fina

Tabla V.17. Composición granulométrica, litológica y morfométrica de la fracción fina del fondo aluvial de las Hoces del Duratón

- Por su parte, la fracción arenosa de estos bancos de cantos, gravas y arenas describe básicamente dos tipos de curvas, que se corresponden con hidrodinámicas fluviales diferentes (Fig. V.25). El análisis de algunos depósitos da como resultado curvas acumulativas sigmoidales, propias de acumulaciones depositadas libremente por los ríos al disminuir su competencia realizando una acción selectiva del material. Su mediana se localiza en la fase de arena fina (0,26-0,43 mm), la clasificación ofrece valores bajos (So = valores entre 1,26 y 1,34) y la dispersión global es reducida (Dg = 0,2-0,75), valores propios de un sedimento muy bien clasificado. Sin embargo la granulometría de arenas en el otro grupo de depósitos se expresa en curvas acumulativas de marcada forma parabólica, que indicarían una sedimentación forzada en la cual se produce una práctica inmovilización de las arenas gruesas. Las acumulaciones forzadas en tramos de cañón u hoz pueden fácilmente relacionarse con fenómenos de desprendimientos de grandes bloques que pueden caer al cauce y actuar como obstáculos, frenando la competencia de la corriente y obligando a la deposición de las partículas mas gruesas. Estas curvas reflejan una mediana de grano más elevada (entre 0,92 y 0,68 mm), una peor clasificación del material (So = 1,44 y 1,58) y unos valores de dispersión global más altos (Dg = 1,09 y 1,17).

Pero el fondo de valle, tanto en las Hoces del Duratón como en los cañones u hoces menores, está conformado muy mayoritariamente por depósitos fluviales limo-arenosos, que en algunos pueden alcanzar varios metros de espesor y suelen en ocasiones fosilizar lentejones de grava y arena. El estudio sedimentológico llevado a cabo sobre la fracción arenosa de estos niveles da generalmente como resultado curvas acumulativas granulométricas de aspecto más o menos sigmoidal pero con cierta tendencia a una forma hiperbólica en su tramo superior; e incluso en algunos depósitos las curvas se aproximan más a una forma hiperbólica (Cañón de la Presa del Barrio, La Llanada en las Hoces del Duratón) (Figs. V.25 y V.26). En todo caso, son prácticamente idénticas a las que ofrecen los niveles limo-arenosos de la llanura de inundación de los valles abiertos en la cuenca, como resultado de la alta proporción de arena muy fina, siempre superior al 60% del total, aunque lo normal es que alcance valores más altos y que se manifiesta en medianas de las curvas acumulativas muy bajas (entre 0,09 y 0,14 mm). En las Hoces del Duratón la clasificación de estos niveles es salvo excepciones mala, a pesar de que la dispersión global es baja. El valor de los índices de *Trask* se sitúa entre 1,60 y 2,12 (a excepción del depósito de el Meandro de El Parral, que ofrece una buena clasificación -1,45-) y el de los de dispersión global entre 0,23 y 0,34. Por su parte, en los cañones menores los valores de clasificación son más bajos (So = entre 1,46 y 1,73), lo que indica una selección entre buena y mediana, al tiempo que los valores del índice de dispersión global son reducidos.

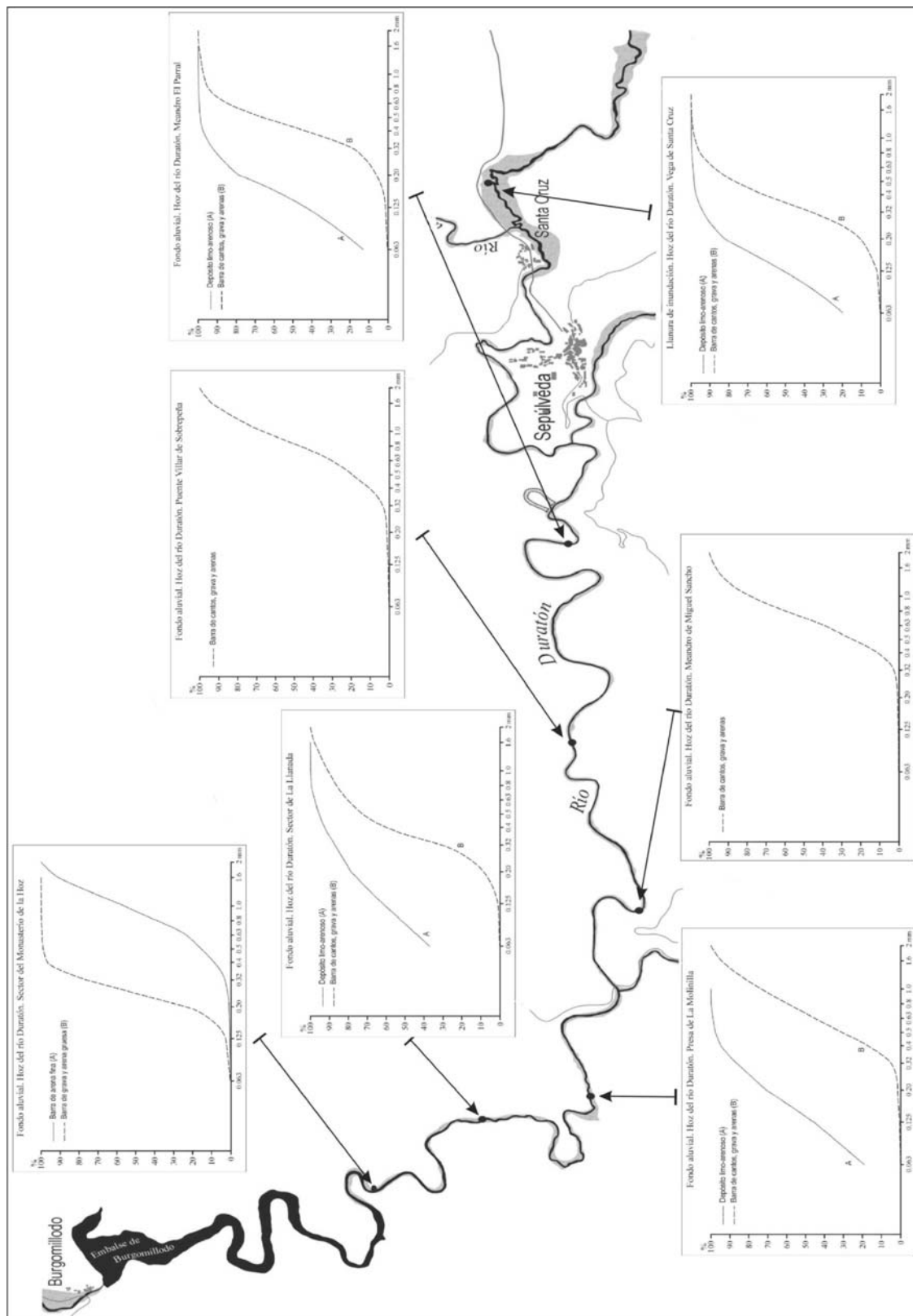


Fig. V25. Curvas acumulativas del fondo aluvial de las Hoces del Duratón

En general, estas curvas indican un relleno del fondo de las hoces debido básicamente a una disminución importante de la velocidad de flujo, de modo que la corriente sólo es capaz de arrastrar las partículas más finas (arena fina, limos y arcillas) hasta que al cesar ésta puede producirse la decantación de estos últimos. En este proceso influiría la propia angostura de los cañones, en los cuales, ante caudales importantes, las aguas se desbordan con facilidad, momento en el que se ralentiza fuertemente el flujo produciéndose la sedimentación de estas partículas.

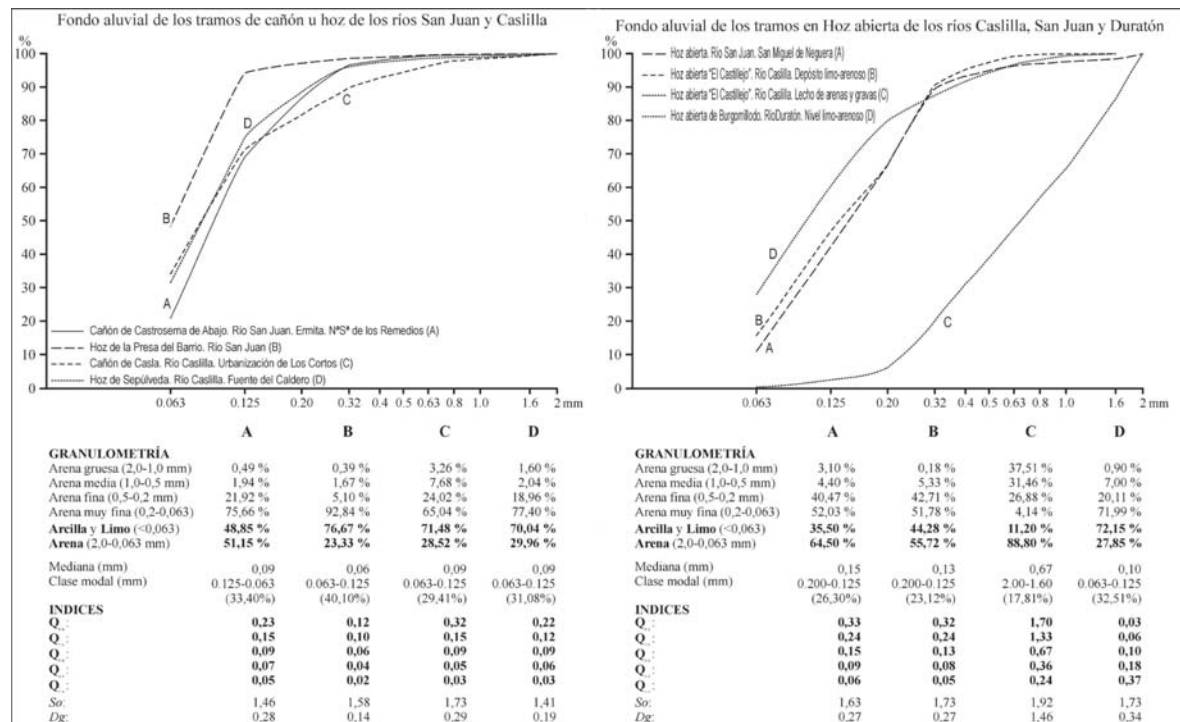


Fig. V.26. Curvas acumulativas del fondo aluvial los cañones u hoces secundarios

-Por lo que se refiere a la composición litológica, predominan principalmente dos litologías: los cuarzos y las calizas, pero también están representados en menor proporción -a veces testimonial- otros grupos litológicos, como las cuarcitas, los gneises, las rocas filonianas y los restos de cerámica (fundamentalmente tejas). Salvo excepciones estas litologías secundarias no suelen superar el 5% del total de la muestra (Fig. V.24). Centrando la atención en los dos grupos dominantes -cuarzos y calizas-, se observa una evolución inversa del porcentaje de ambas conforme al sentido longitudinal de la corriente; de este modo en la estación de Santa Cruz, en el tramo inicial de la hoz, los cuarzos representan un 60% por un 23% de las calizas, mientras que en la última estación, situada en el paraje de La Llanada, la tendencia se invierte, pasando las calizas a constituir un 51% por un 36% de cuarzos. También se puede apreciar cómo los cantos de cuarzo paulatinamente reducen su tamaño, de tal modo que en la última estación presentan un calibre en su gran mayoría inferior a 40 mm (lo que ha impedido llevar a cabo la morfometría de los mismos).

Puede decirse que en el tramo correspondiente a las Hoces del Duratón estas variaciones en la composición litológica se relacionan con una competencia cada vez menor para arrastrar los aportes longitudinales, representados por los cuarzozos (lo que se manifiesta en una disminución tanto del porcentaje como del calibre de los mismos), mientras que por el contrario los aportes laterales, formados por las calizas y dolomías procedentes de las paredes del cañón y, sobre todo, de aportes de arroyos tributarios, cada vez son más significativas, llegando a constituir la litología principal.

- La morfometría de los cantos de cuarzo de los depósitos arroja medianas de desgaste elevadas, que varían entre los índices 250 y 304. A pesar de ello no se aprecia un incremento del desgaste de los cantos con la distancia. De hecho, estos valores de la mediana de desgaste en el tramo de las hoces son prácticamente similares a los que presentaban los materiales del fondo de los valles de la cuenca, aunque los histogramas reflejan un sedimento en conjunto algo más desgastado (Fig. V.27). En varios depósitos la clase modal está entre 300 y 350 y la proporción de cantos con un desgaste superior a 300 es alta, entre el 25 y 51% del total de la muestra según cada estación; datos en suma acordes con un accionamiento fluvial de fuerte competencia.

Es difícil saber si en algún momento de su evolución durante el Cuaternario reciente tanto el río Caslilla como, en especial, el San Juan pudieron alimentar al Duratón. Dado que los datos morfométricos de las terrazas bajas de éstos presentan valores próximos a 250-260, los aportes longitudinales recientes de estos ríos podrían explicar en alguna medida las variaciones aparentemente anárquicas del índice de desgaste en el tramo de las Hoces del Duratón. Por su parte los valores del índice de aplanamiento son bajos, en general entre 1,61 y 1,75 y con una moda en el intervalo 1,50 y 1,75 (a excepción del primer depósito, situado en Santa Cruz, con un índice de 1,83 y moda en el 1,75-2,00), observándose un aumento de cantos con aplanamientos inferiores a 1,5 (entorno a un 20 y un 30%), lo que refleja una tendencia al redondeamiento o esfericidad de los mismos. Las características morfométricas de los cantos de cuarzo del fondo de la hoz del Duratón son, pues, propias de depósitos fluviales muy trabajados, si bien los resultados del desgaste y aplanamiento que ofrecen éstos en comparación con los de los valles abiertos parecen indicar una hidrodinámica más moderada en el ámbito de los cañones que en el de la cuenca miocena.

En conclusión, a pesar de que los aportes laterales -principal fuente de alimentación detrítica de los fondos de valle- presentan desgastes importantes (medianas próximas a 200), los valores de desgaste de los fondos de valle son propios de dinámicas fluviales de competencia notable y además, teniendo en cuenta la proporción todavía alta de cantos con desgastes superiores a 300, éstas debieron ser puntualmente enérgicas. Puede decirse que la hidrodinámica fluvial en los momentos más recientes y en la actualidad no ha cambiado en relación con la que edificó las terrazas bajas, medias y altas, aunque parece que su intensidad es algo más moderada.

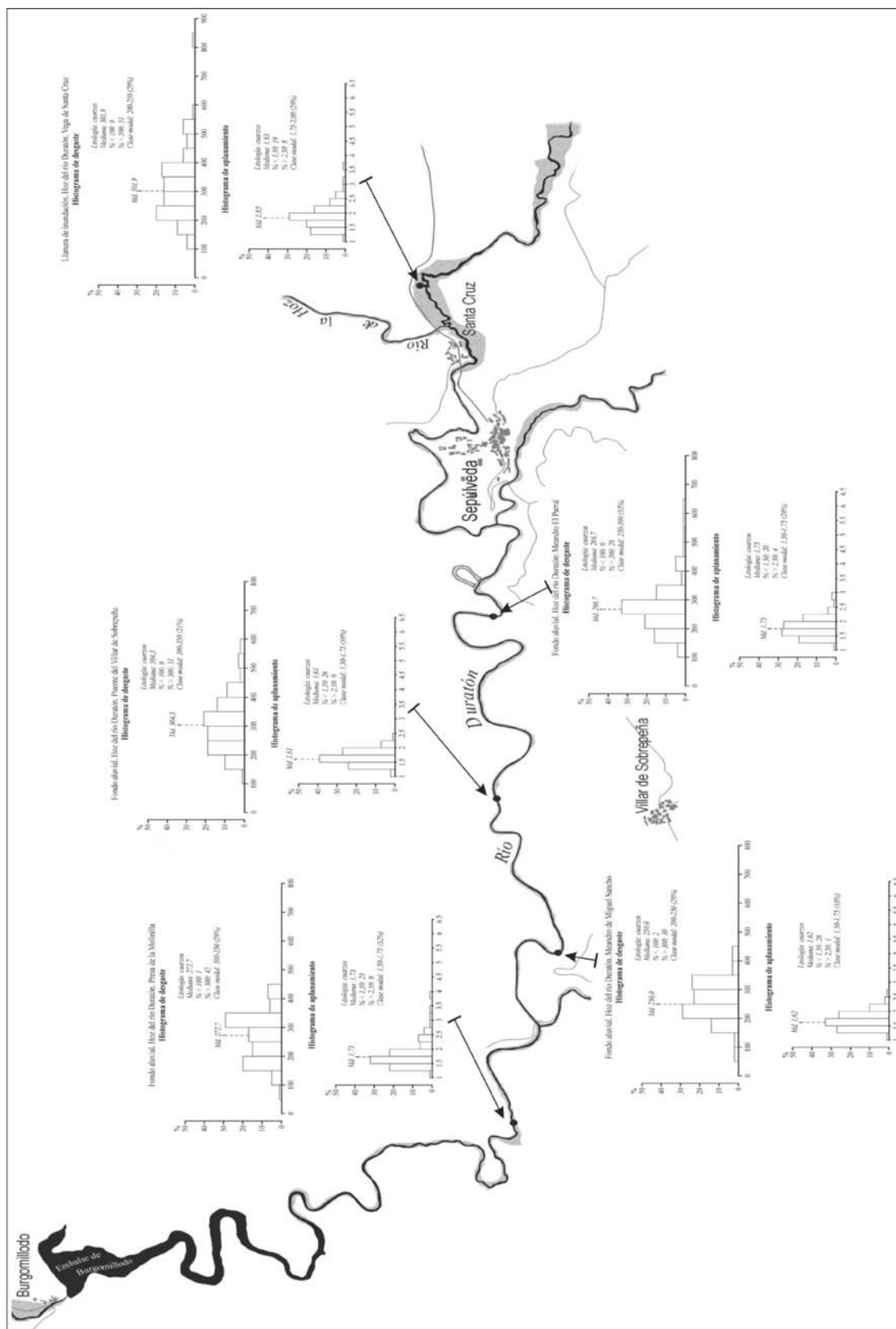


Fig. V.27. Histogramas de desgaste y aplanamiento del fondo aluvial de las Hoces del Duratón



Foto V.5. Corte de la terraza +5-8 m del río Duratón en las proximidades del homónimo pueblo, en la cual se reconoce una cierta estratificación



Foto V.6. Terraza +3 m del río Duratón en las cercanías de Duruelo



Foto V.7. Fondo aluvial del río Serrano en la Serna de Duratón



Foto V.8. Fondo aluvial del río Serrano en el caserío de Corralejo

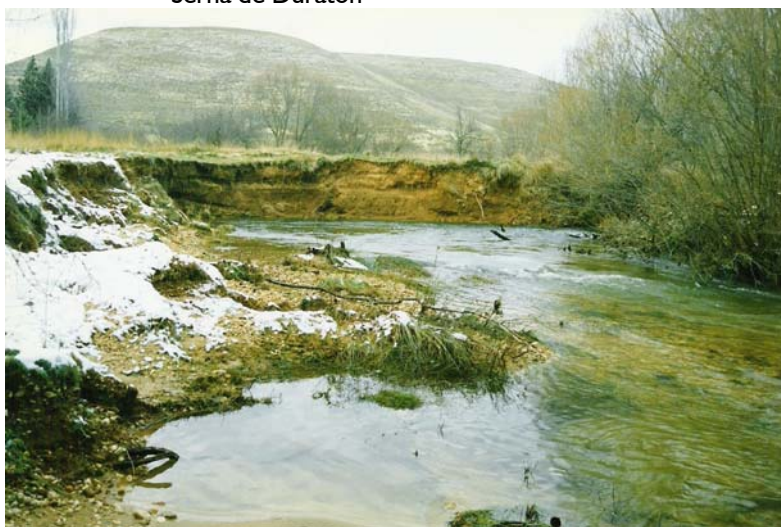


Foto V.9. "Vega aluvial" del río Duratón en el subtramo de hoz de Santa Cruz, constituida por limos y arenas finas y con formación de barras de gravas y cantos.



Foto V.10. Llanura aluvial del río del Puerto en las proximidades de Duruelo.

V.3.3.3. Las formaciones de fondo de valle en las gargantas y navas

V.3.3.3.1. Las características sedimentológicas del fondo de las gargantas

El estrecho fondo de los valles de tipo garganta está relleno por abundantes cantos y bloques de litología diversa, el estudio sedimentológico de los cuales sólo se ha realizado en una pequeña presa localizada en la garganta de Valdeobispo del río San Juan. Dicha presa, construida aprovechando una importante cascada o salto natural del río -y en la actualidad abandonada-, ha modificado sensiblemente el fondo del valle, actuando como una trampa de sedimentos. En ella se han ido depositando una gran cantidad de materiales arrastrados por el río San Juan, cuyo análisis permite conocer sus composición y caracteres, así como evaluar la competencia fluvial y el ritmo de acumulación de la carga aluvial. De este modo se ha podido apreciar que el depósito que rellena esta pequeña presa tiene una potencia de aproximadamente un metro y se estructura en una alternancia entre cuatro lechos limo-arcillosos y tres lechos de menor espesor formados por materiales de tamaño limo y arena fina; finalmente aparece un lecho compuesto por arena gruesa y grava. Esta alternancia reiterada -a la que ya se hizo referencia en el capítulo referente a la morfología de los valles- está relacionada claramente con procesos de sedimentación propios de una corriente fluvial de competencia baja: al quedar retenida el agua comenzarían a depositarse los materiales arrastrados en ese momento por el río, comenzando por los que pesaran más (arena, limo) y terminando por los de la calibre más fino (como las arcillas, que se depositarían por decantación). En todo caso, el análisis sedimentológico de la fracción limo y arena fina ofrece una curva claramente sigmoidal, indicando una dinámica fluvial que ha seleccionado libremente el material.

Por lo que se refiere al depósito superior de arena gruesa y grava, puede corresponderse con un episodio de mayor competencia de arrastre del río, pero en el que -tal como refleja el tipo parabólico de la curva acumulativa- la presa debió de actuar como un obstáculo eficaz, reteniendo estas partículas, mientras que la fracción arcilla, limo y arena fina continuaron su transporte aguas abajo. En conclusión, a través del análisis y de las características de este depósito fluvial puede decirse que en la actualidad el río San Juan tiene una competencia para arrastrar y evacuar limitada a partículas de tamaño arcilla, limo, arena fina y sólo en episodios de mayor caudal y energía puede acarrear arena gruesa y grava.

V.3.3.3.2. Las características sedimentológicas del fondo de las navas

El relleno aluvial de la nava de Pradenilla -único valle de tipo nava que aparece en el área de estudio- está compuesto principalmente por arcillas y limos (84% del total de la muestra) de color negruzco, que constituyen una especie de lodazal y cuyas características manifiestan una clara relación con procesos de decantación. El análisis sedimentológico de la

fracción arenosa de este depósito da como resultado una curva de aspecto hiperbólico, caracterizada por una mediana muy baja (0,09 mm) y por un índice de clasificación malo (2,23), que sería propio -como se ha dicho- de acumulaciones depositadas por decantación debidas a una práctica paralización de la corriente. Lógicamente, la ubicación de esta nava a la salida del cañón de Prádena ha contribuido a su desarrollo y relleno, ya que en momentos de fuertes caudales el agua que discurriría más o menos constreñida en el fondo del cañón, al entrar en la nava se desbordaría; ello provocaría una paralización de la corriente y la sedimentación por procesos de decantación de la carga aluvial más fina.

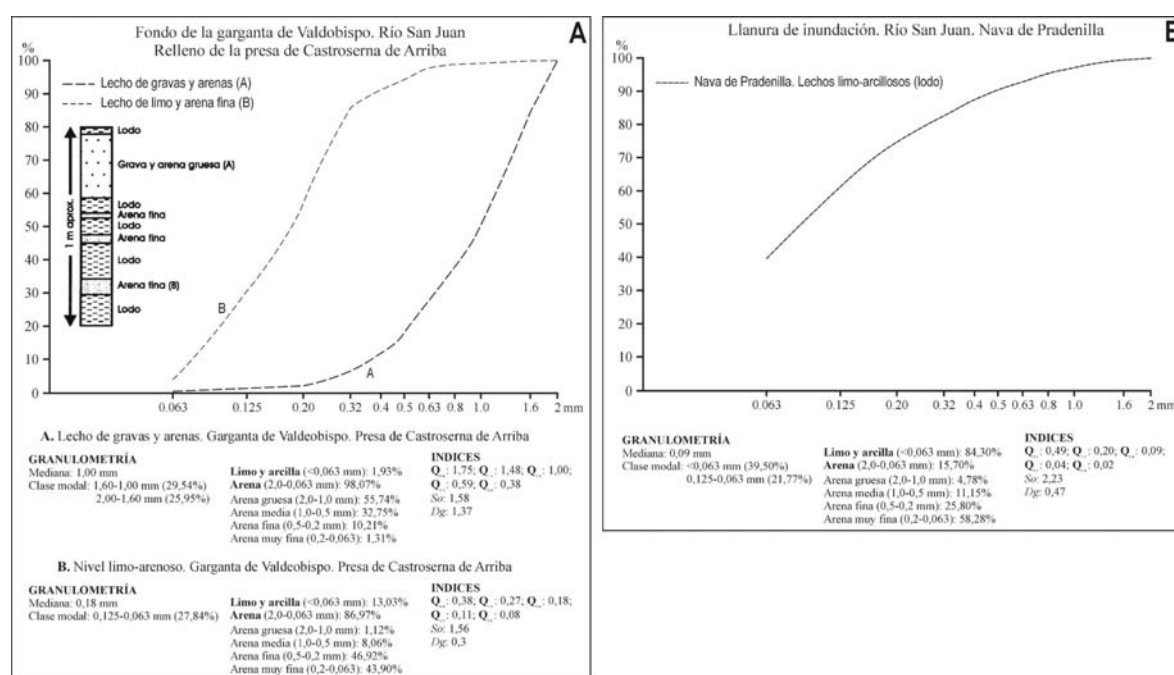


Fig. V.28. Curvas acumulativas del fondo aluvial de las gargantas (A) y de las navas (B)

V.4. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO COMPARATIVO DE LAS FORMACIONES MIOCENAS, LA RAÑA Y LOS NIVELES DE ACUMULACIÓN FLUVIAL ESCALONADOS.

Una vez llevadas a cabo la localización, la descripción y la interpretación de los caracteres sedimentológicos de los depósitos observados en las estaciones de manera individual y según los agrupamientos previamente establecidos (materiales detríticos del Cretácico, acumulaciones detríticas del Mioceno, formación prefluvial o raña y los distintos niveles de aluviones), el siguiente paso ha sido realizar un análisis comparativo global de los caracteres granulométricos, litológicos y morfométricos de los diversos depósitos entre sí mediante el tratamiento estadístico de los datos e índices más relevantes. Este estudio se ha realizado utilizando como marco las cuencas fluviales y haciendo especial hincapié -por su mayor importancia- en los valles del Cerezuelo-Duración y del Serrano. El objetivo de este análisis comparativo, cuyos resultados se expresan en una serie de gráficos representativos, es

establecer, por un lado, las posibles semejanzas y diferencias sedimentológicas dentro de todo el conjunto detrítico y, por otro, establecer en qué ambientes sedimentarios y medios hidrodinámicos se pudo producir la deposición de los distintos tipos de materiales detríticos, en especial de los relacionados con la dinámica fluvial. También se pretende saber si ésta ha experimentado cambios significativos o si, por el contrario, se ha mantenido más o menos constante y con rasgos similares a lo largo del proceso del encajamiento y de construcción de los distintos niveles de acumulación aluvial (Fig. V.29).

V.4.1. COMPOSICIÓN LITOLÓGICA GLOBAL DE LA FRACCIÓN GRUESA

La abundancia del cantos de cuarzo es la característica común de la práctica totalidad de los depósitos detríticos, los cuales en alguno de ellos llegan incluso a ser casi exclusivos. El resto de grupos litológicos corresponde a cuarcitas, rocas metamórficas (esquisto y gneises), rocas filonianas (pórfitos) y calizas. Las diferencias entre las formaciones detríticas y aluviales se centran en la cantidad de cuarzo existente en ellas y correlativamente en la mayor o menor presencia del resto de las litologías.

- En el relleno mioceno la litología de los lechos de conglomerados es más heterogénea (al menos tres tipos de roca) y variada, pues cambia ligeramente según el área madre de procedencia. En las facies correspondientes a los abanicos miocenos de Santa Marta y de Somosierra, las rocas dominantes son metamórficas (fundamentalmente gneises), filonianas e incluso calizas, al tiempo que la proporción de cuarzos apenas suele superar el 15%. Por el contrario, en las facies del abanico mioceno de Riaza sobresalen las rocas metamórficas (esquistos) y en especial los cuarzos, que representan ya entre un 30 y un 60% del total, teniendo las cuarcitas una proporción casi testimonial.

- La formación de la raña, que fosiliza buena parte del abanico mioceno de Riaza, está constituida en su fracción gruesa básicamente por cuarzo. En su ápice y su parte central la composición litológica es más variada: el cuarzo representa entorno al 60% y está acompañado en proporciones variables de esquistos, pizarras, cuarcitas y pórfitos; sin embargo en las partes distales de la raña la litología es prácticamente homogénea (casi el 90% de cuarzo y el resto de cuarcita) y constante. Puede decirse en síntesis que la raña de Riaza-La Pinilla presenta como rasgo más singular (que la diferencia de la mayor parte de las rañas) su composición cuarzosa. Todo indica a que durante su proceso de sedimentación las rocas más deleznales fueron destruidas durante su transporte, conservándose sólo en las áreas más próximas a su área fuente, mientras que los cuarzos, dotados de una mayor resistencia, se mantienen aumentando en cantidad relativa a medida que crece la distancia al área fuente. Todo indica que los abundantes cuarzos que contienen las facies del abanico mioceno de Riaza y, sobre todo, la formación de la raña, proceden -como ya se ha apuntado- de la erosión de las altas laderas de la sierra de La Pinilla, de composición metamórfica pero afectadas por una densa red de diques o venas de cuarzo.

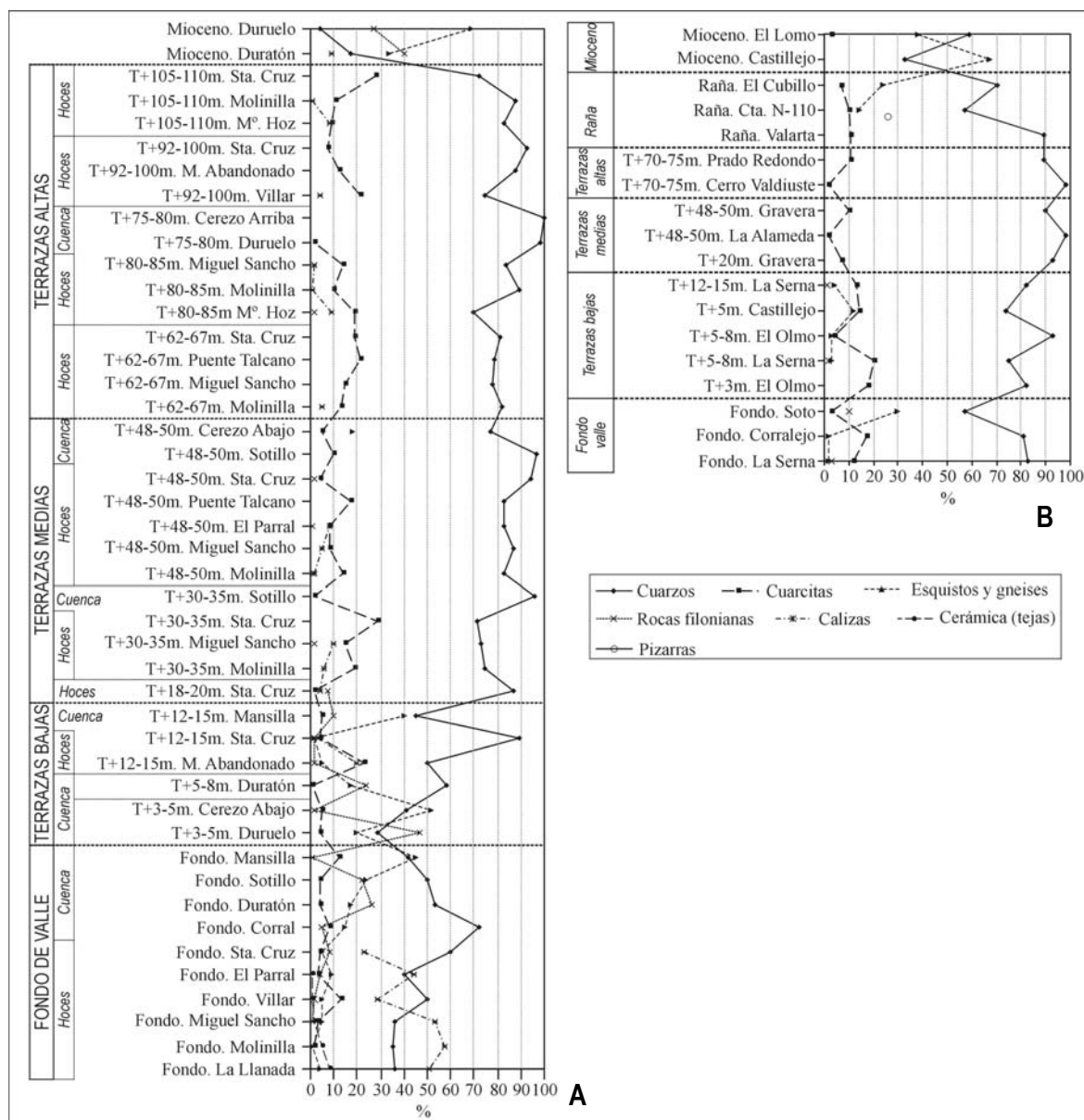


Fig. V.29. Distribución litológica de las formaciones de acumulación detrítica y aluvial en el valle del Duratón (A) y en el del Serrano (B)

- El material predominante en las terrazas altas es igualmente el cuarzo. En los valles principales de la cuenca (Duratón-Cerezuelo y Serrano) llega a representar más del 90%, mientras que el resto es cuarcita; y hay terrazas cuya fracción gruesa está constituida exclusivamente por cuarzo. Por su parte, en los retazos fluviales de los tramos en hoz (en especial en las Hoces del Duratón) la proporción de cuarzoes oscila entre un 70 y un 90% del total, lo que supone un ligero aumento de las cuarcitas. Éstas proceden de los conglomerados cuarcíticos del cretácico y llegan a la carga de los ríos a través de dos mecanismos: de una parte, los ríos alóctonos que nacen en La Serrezuela atraviesan estos materiales y finalmente drenan al Duratón y, por otra parte, los propios ríos autóctonos en determinados lugares excavan estos afloramientos de la facies Utrillas.

- La composición litológica de las terrazas medias es prácticamente idéntica a las terrazas altas, es decir la homogeneidad litológica sigue siendo muy patente: los cuarzos en los valles de la cuenca llegan a significar entre el 90% y el 100% de la fracción gruesa. Esta proporción sólo se reduce en el valle del San Juan a valores entre un 70 y 80%, coincidiendo con una mayor presencia de cuarcitas. De igual modo, en los tramos en hoz, el número de cuarzos disminuye ligeramente, aunque los valores siguen siendo muy elevados: en las hoces del Duratón oscilan, al igual que en las terrazas altas, entre un 70 y un 90% del total, estando el resto constituido por cuarcitas y esporádicamente por calizas.

En resumen, puede decirse que el predominio prácticamente generalizado y constante de los cuarzos en los espectros litológicos de los distintos niveles tanto de las terrazas altas como de las terrazas medias lleva a considerar que este elemento tiene un origen común o un área fundamental de procedencia en las cubiertas detríticas de la formación de la raña. Puede incluso afirmarse que las terrazas altas (en especial los niveles colgados a mayor altura) están alimentados exclusivamente por los materiales de la raña; las terrazas medias estarían alimentadas ya tanto por la raña como por las formaciones miocenas infrayacentes, especialmente por las facies del abanico de Riaza, donde la proporción de cuarzos es también bastante elevada.

- A diferencia de las terrazas altas y medias, el espectro litológico de las terrazas bajas muestra ya una mayor variedad, aunque los cuarzos siguen siendo claramente dominantes. Esta diversidad, relacionada significativamente -como se verá- con el área fuente del material, se aprecia en las sensibles diferencias que se dan en la composición litológica de las terrazas bajas de los valles principales de la cuenca terciaria. Así, en el valle del río Serrano la proporción del cuarzo es sumamente elevada, pues oscila entre un 75 y un 90%, mientras que el resto del depósito está constituido por rocas metamórficas y cuarcitas. En el valle del río Duratón la presencia de cuarzos se reduce apreciablemente, de modo que según las estaciones de análisis fluctúa entre un 30 y un 60%, lo que significa un aumento importante de otros grupos litológicos, en especial de las rocas metamórficas y filonianas, que en algún nivel incluso pueden superar a los cuarzos, manteniéndose las cuarcitas en valores constantes y bajos, generalmente inferiores al 10%.

Esta mayor diversidad litológica de las terrazas bajas, así como las claras diferencias que se acaban de destacar entre la composición de los depósitos del valle del Duratón-Cerezuelo y los del Serrano, se relaciona con la procedencia o área fuente del material. Éste proviene fundamentalmente de las facies miocenas y se incorpora a la carga aluvial bien por la zapa lateral directa de los ríos bien por caída o arrastre desde las vertientes activas por diferentes procesos. Las terrazas bajas del río Serrano se construirían a partir de materiales procedentes de las facies del abanico mioceno de Riaza, que -como se ha visto- tienen un alto porcentaje de cuarzos; por su parte, las terrazas bajas del río Duratón-Cerezuelo, cuya composición en cuarzos es menor, tendrían como área madre la facies del abanico de Santa Marta (en especial

la facies de Vellosillo-Duración) y la del abanico de Somosierra (facies de Sotillo-Duruelo). El mantenimiento de una presencia todavía importante en estas terrazas bajas estaría relacionada con los aportes del río Cerezuelo, cuyo tramo alto excava las facies del abanico de Riaza y la propia raña.

- La composición litológica de los fondos de valle muestra unas características similares a la de las terrazas bajas, es decir se caracteriza por una mayor diversidad litológica que, lo mismo que ocurre en las terrazas bajas, guarda relación en cada caso con el área de procedencia del material. Así, en el valle del Serrano los cuarzos representan entre un 60 y 80%, mientras que en el valle del Duración éstos oscilan entre un 35 y un 60%, a excepción de la estación de Corral (donde más del 70% del total son cuarzos debido a la mezcla de los aportes longitudinales del ambos ríos, al localizarse justo en su confluencia). El resto de los componentes de la fracción gruesa siguen siendo, en proporciones variables, las rocas metamórficas (principalmente gneises en el valle del Duración y esquistos en el del Serrano) y las rocas filonianas y, en menor medida, las cuarcitas. En los depósitos de ambos valles en su recorrido por la cuenca una característica común es el progresivo aumento de la proporción del cuarzo con la distancia recorrida; aumento que se correlaciona a su vez con una paulatina disminución de las rocas metamórficas y filonianas, al tiempo que las cuarcitas se mantienen constantes.

Por su parte, el fondo de las Hoces del Duración presenta una evolución diferente desde el punto de vista de la composición litológica. Los cuarzos, que se relacionan con los aportes longitudinales procedentes de la cuenca, desde que entran en el cañón hasta la última estación analizada reducen progresivamente su importancia relativa hasta valores inferiores al 40%, mientras que son sustituidos por elementos calcáreos, los cuales aumentan en proporción en el mismo sentido y provienen de aportes laterales de las vertientes de la hoz o bien son traídos por arroyos transversales (que, aunque de funcionamiento esporádico, dejan importantes conos de deyección). El resto de las litologías en el tramo de la Hoz se mantienen con valores por debajo del 10%.

V.4.2. LA COMPOSICIÓN GRANULOMÉTRICA DE LA FRACCIÓN GRUESA

En líneas generales, los niveles detríticos miocenos, la formación de la raña y los aluviones de las diferentes terrazas muestran una granulometría muy semejante entre sí, lo que parece indicar una cierta relación entre todos estos depósitos. Tan sólo algunas facies miocenas pertenecientes a los abanicos de Santa Marta y de Somosierra muestran algunas diferencias granulométricas significativas, especialmente en las estaciones situadas en el borde de la cuenca.

- La composición granulométrica. El material grueso de todas las acumulaciones citadas está constituido principalmente por cantos pequeños, comprendidos en el intervalo 20-60 mm, los cuales representan aproximadamente entre el 50 y el 70% del conjunto detrítico. Los cantos medianos (60-120 mm) también están bien representados con valores que en general se sitúan entre un 20 y un 40% del total de las muestras (Fig. V.30).

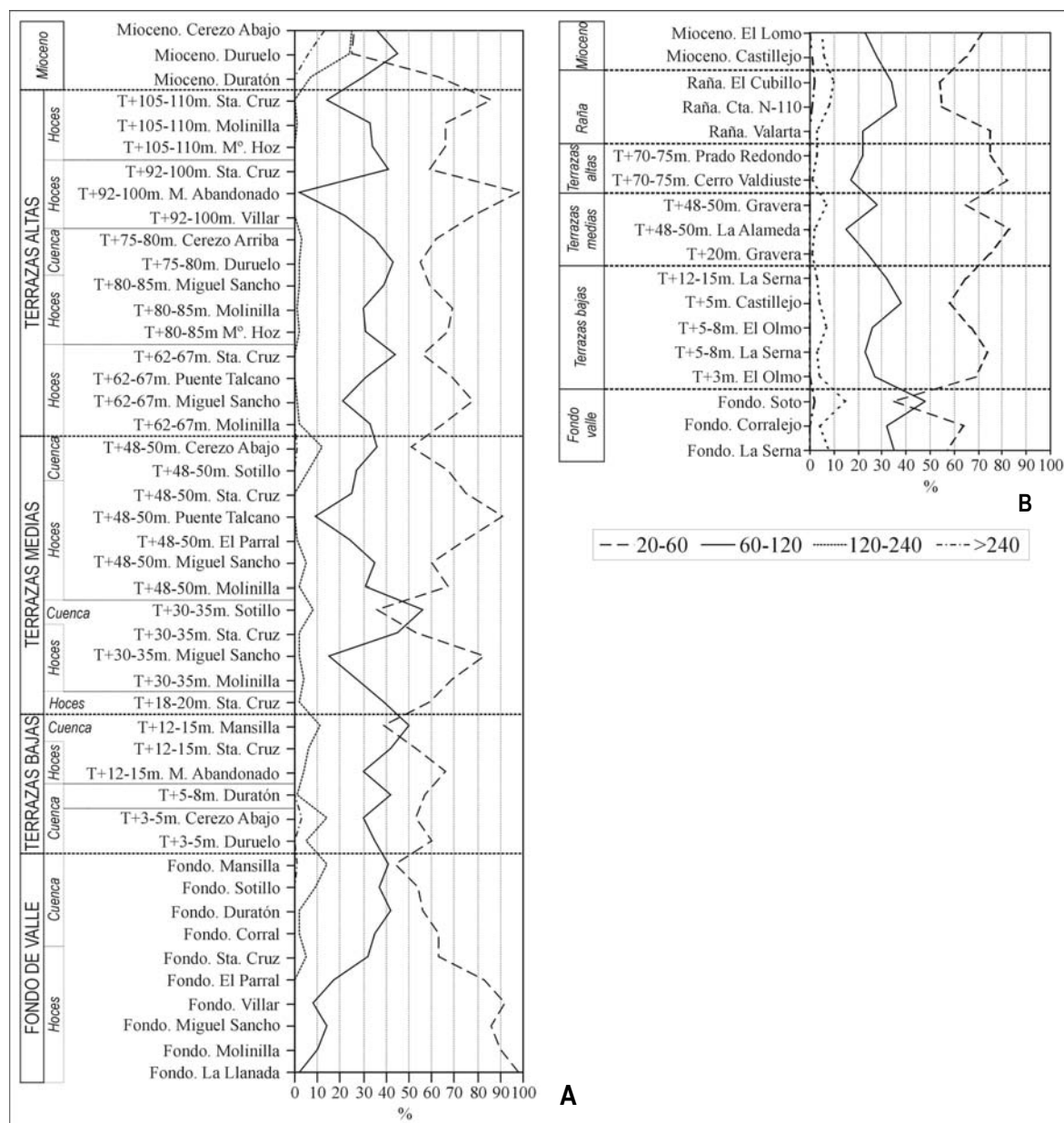


Fig. V.30. Composición granulométrica de la fracción gruesa de las formaciones de acumulación detrítica y aluvial en el valle del Duratón (A) y en el del Serrano (B)

Puede decirse por tanto que la composición granulométrica de la mayor parte de las formaciones es bastante homométrica y está integrada por cantos pequeños y medianos, aunque pueden señalarse algunas tendencias o diferencias significativas. Los depósitos miocenos, a excepción de los que integran el abanico de Rianza, presentan una espectro más amplio, con una mayor proporción de cantos medianos y grandes, lo que da lugar a

histogramas mas largos e irregulares. Por otro lado, se observa, a excepción de los depósitos miocenos, una tendencia que relaciona un ligero aumento de la granulometría desde las formaciones más antiguas a las mas modernas; de este modo en la raña y en los aluviones altos y medios el porcentaje de cantos pequeños suele superar como valor mínimo el 60% del total, mientras que en los aluviones de las terrazas bajas y de los fondos de valle, como puede apreciarse en el valle del Duratón, este valor mínimo desciende a un 40% aproximadamente (descenso que se acompaña lógicamente por un aumento de la fracción de los cantos medianos). En principio podría interpretarse que este ligero incremento del tamaño pudiera estar relacionado con un correlativo incremento de la fuerza o competencia de los cursos fluviales; sin embargo parece estar más relacionado con aportes laterales procedentes de una activa zapa lateral cuando los cursos fluviales atraviesan las formaciones miocenas. En este caso la alimentación principal proviene de aportes laterales que apenas son accionados. En cambio, esta tendencia se interrumpe en el fondo de valle del tramo de las hoces del Duratón, donde se produce una granoselección decreciente del tamaño de los aluviones con la distancia, de modo que, debido a un accionamiento prioritariamente longitudinal el porcentaje de los cantos pequeños aumenta progresivamente, llegando a superar el 90% en los últimos niveles analizados.

- La mediana de grano. Estas características dimensionales de la granulometría de la fracción gruesa se reflejan en medianas de grano moderadamente altas, con valores que pueden variar entre 40 y 65 mm en la práctica totalidad del conjunto detrítico; la excepción está representada por los depósitos miocenos de las facies de borde del abanico de Somosierra y de Santa Marta, donde la mediana supera lo 80 mm. Yendo de las formaciones más antiguas a las más modernas se observa, exceptuando los depósitos miocenos, un ligerísimo aumento de la mediana: en la raña, las terrazas altas y la mayoría de las terrazas medias ésta oscila entre 45 y 55 mm; y en algún nivel de las terrazas medias, en las terrazas bajas y los fondos de valle) varía entre 55 y 65 mm. Asimismo, la mediana de grano desciende por debajo de 40 mm en el fondo de valle del tramo de las Hoces del Duratón (Fig. V.31).

Por otro lado, en las terrazas altas y medias no se observa un claro incremento de la granoselección del material con la distancia a cabecera. Esto puede observarse en los niveles de las Hoces del Duratón, alguno de los cuales aparece representado en varios lugares y en los que los valores de la mediana de grano son irregulares y no presentan un descenso del tamaño con la distancia recorrida. En cambio, en los niveles bajos y en el fondo, los ríos sí han realizado una granoselección del material aguas abajo, que se aprecia en el descenso paulatino del tamaño de la mediana. Sin excluir circunstancias locales, probablemente la ausencia de granoselección de las terrazas altas se debe a que el conteo o recuento de los cantos se ha realizado sobre el techo de las terrazas ya que no existen cortes, de modo que la composición natural del depósito se ha visto alterado por acciones antrópicas.

- El centilo. Las acumulaciones detríticas miocenas y las formación de la raña presentan centilos elevados, en los cuales además -y como es lógico- se observa un descenso del tamaño en relación con la distancia recorrida. Así, los depósitos miocenos presentan valores de centilo más acusado en las facies de borde que en las más alejadas del área fuente; e igual ocurre en la formación de la raña, con valores superiores del centilo (hasta 450 mm) en el ápice del abanico y reducidos (hasta 155 mm) en sus partes más distales. Por su parte, la observación de los centilos del conjunto de los depósitos aluviales escalonados que se han analizado no permite extraer ninguna tendencia clara, sino que por el contrario lo característico es la fuerte variabilidad del tamaño de los centilos de unos depósitos respecto a otros, circunstancia que sucede tanto en los diferentes niveles altimétricos como a lo largo de un propio nivel o terraza. En las terrazas altas, fundamentalmente en las del valle del Duratón, el tamaño de los centilos presenta una cierta homogeneidad manteniéndose en valores comprendidos entre 100 y 200 mm, mientras que en el valle del Serrano, los valores son más altos y variables (entre 180 y 325 mm). En las terrazas altas, fundamentalmente en las del valle del Duratón, el tamaño de los centilos presenta una cierta homogeneidad manteniéndose en valores comprendidos entre 100 y 200 mm, mientras que en el valle del Serrano, los valores son más altos y variables (entre 180 y 325 mm).

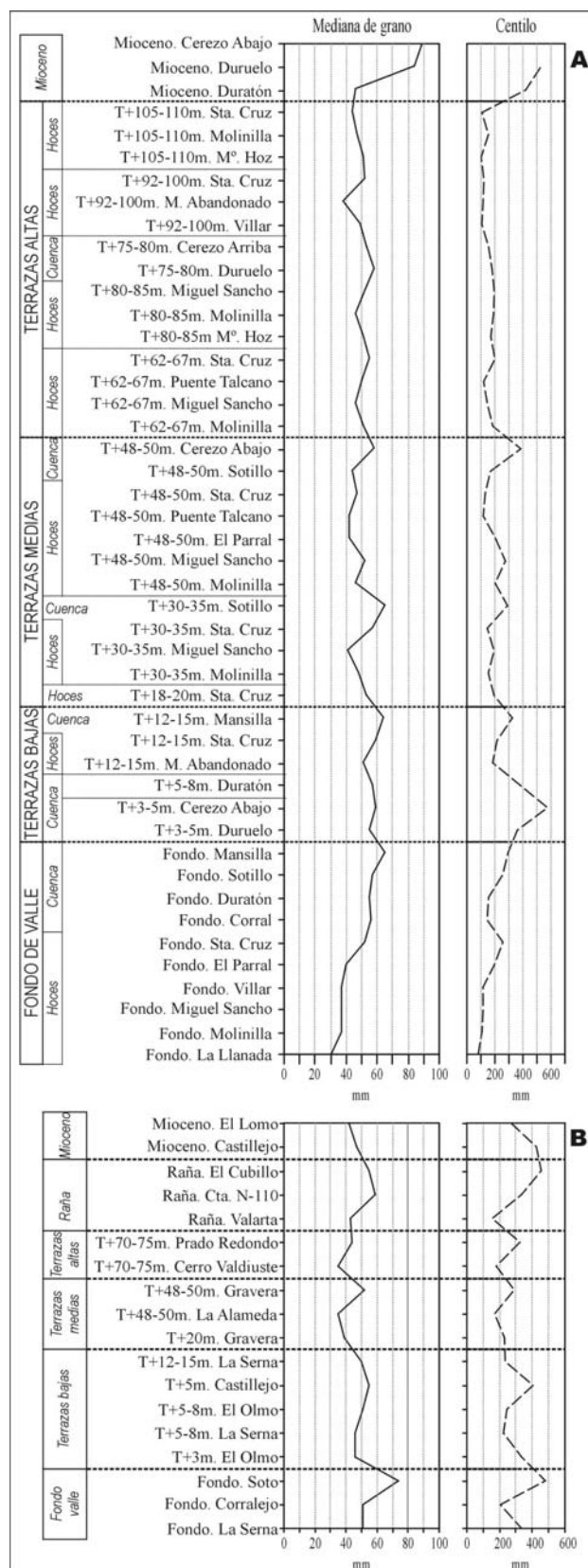


Fig. V.31. Variaciones de la mediana de grano y del centilo de la fracción gruesa de las formaciones de acumulación detrítica y aluvial en el valle del Duratón (A) y en el del Serrano (B)

Por el contrario en las terrazas medias, donde el tamaño de los centilos oscila según los depósitos entre 385 mm y 117 mm, en las bajas (entre 575 y 184 mm) y en los fondos (entre 480 y 81 mm), los valores extremos y la media de los centilos es bastante más elevada y sobre todo es mucho más variable. No obstante, y antes de abordar la interpretación y análisis de estos datos, se pueden extraer varias consideraciones: por un lado, los valores más elevados se corresponden con depósitos situados en el tramo alto del valle de los ríos; y, por otro, no se aprecia -como cabría esperar- un descenso del valor del centilo en los depósitos emplazados en el tramo de las Hoces del Duratón con respecto al valor que presenta éste en la cuenca sedimentaria (Fig. V.31).

Puede interpretarse que la presencia de valores más bajos y homogéneos de los centilos en las terrazas altas (al menos en los niveles más altos de ellas) se relaciona con el acarreo básicamente longitudinal por parte de los ríos de los materiales de la raña, de modo que los depósitos más próximos a ésta, como son las terrazas altas del río Serrano y del Cerezuelo-Duratón, los centilos presentan valores entre 325 y 155 mm, mientras que en el tramo de las Hoces del Duratón no sobrepasan los 200 mm. Por tanto, no se observa una gran variabilidad del tamaño de los centilos, lo que indica un aporte básicamente longitudinal y de una misma área de procedencia del material; asimismo tampoco se aprecia una granoselección del centilo con la distancia recorrida en los niveles situados a la misma altitud relativa, aunque -como se ha dicho- los valores no son muy contrastados. Por su parte, la presencia de centilos con un tamaño medio más elevado y sobre todo más variable en los aluviones medios, bajos y en los fondos estaría probablemente en relación no sólo con el acarreo longitudinal de los cantos, sino y en especial con los aportes laterales provenientes de la zapa efectuada por los ríos sobre las formaciones miocenas al atravesar la cuenca sedimentaria (poniendo en movimiento cantos y bloques grandes integrados en los niveles conglomeráticos de las facies miocenas, los cuales dadas sus dimensiones habrían sufrido un transporte corto). En ambientes fluviales parecidos a los estudiados en este trabajo la presencia de centilos muy variables se ha interpretado como característica de acumulaciones mixtas, relacionadas con la mezcla de aportes longitudinales y aportes laterales de vertientes o de colectores secundarios (ASENSIO AMOR y GONZÁLEZ MARTIN, 1977).

- La selección dimensional de la fracción gruesa. Los índices de clasificación de *Trask* (So) y de dispersión global (Dg) no arrojan apenas diferencias entre los depósitos: en todas las estaciones analizadas se registra una buena selección, con la única excepción de las facies miocenas correspondientes a los abanicos de Santa Marta y Somosierra, en especial las facies más próximas al borde de la cuenca, tal como puede apreciarse en el diagrama de dispersión elaborado para el valle del Duratón y del Serrano (Fig. V.32). En este sentido, los materiales miocenos pertenecientes a los abanicos citados presentan una clasificación mediana con índices moderadamente altos (So = en general superior a 1,50 y Dg = > 75). Por contra, el material mioceno del abanico de Riaza y la formación de la raña tienen una mayor selección y una menor dispersión granulométrica, con índices de So = entre 1,39-1,42 y Dg = entre 59-83

para el primero y So entre 1,31-1,37 y Dg entre 50-92 para el segundo. Por su parte, los valores de estos índices granulométricos apenas difieren de los que presentan las formaciones aluviales y además tampoco hay diferencias en función de los niveles altimétricos de las terrazas. De este modo, la totalidad de los aluviones tienen un índice de *Trask* comprendido entre 1,2 y 1,5, lo que indica una buena clasificación del material; asimismo, la mayor parte presentan una moderada dispersión, con valores comprendidos entre 50 y 75, lo que es propio de un material entre bien y medianamente clasificado. No obstante, un buen número de depósitos presentan una escasa dispersión con valores inferiores a 50, indicando una buena clasificación. De forma excepcional, algunas estaciones fluviales situadas en el tramo alto de los valles (T+3-5 m en Cerezo de Abajo, llano aluvial en Mansilla, llano aluvial en Soto de Sepúlveda) o incluso en la estación de la raña de La Pinilla, localizada en las proximidades del ápice presentan un índice de dispersión global próximo o superior a 100, indicativo de una mala clasificación, aunque el índice de *Trask* es relativamente bajo (1,43, 1,41, 1,38 y 1,37 respectivamente). Estos valores indicarían una fuerte competencia del proceso hidrodinámico, capaz de accionar un volumen importante de partículas de tamaño amplio pero realizando al mismo tiempo una apreciable selección. Lógicamente estas estaciones se localizan en el curso alto de los valles, donde la corriente inicial presentan una mayor energía. Finalmente, los depósitos que alcanzan una mayor selección se localizan en las Hoces del Duratón: de forma general en el fondo de la hoz y de forma puntual en algunas terrazas colgadas a diferentes alturas, donde los valores del índice de *Trask* son inferiores a 1,3 y los del índice de dispersión global se sitúan por debajo de 50, indicando una muy buena clasificación de estos depósitos.

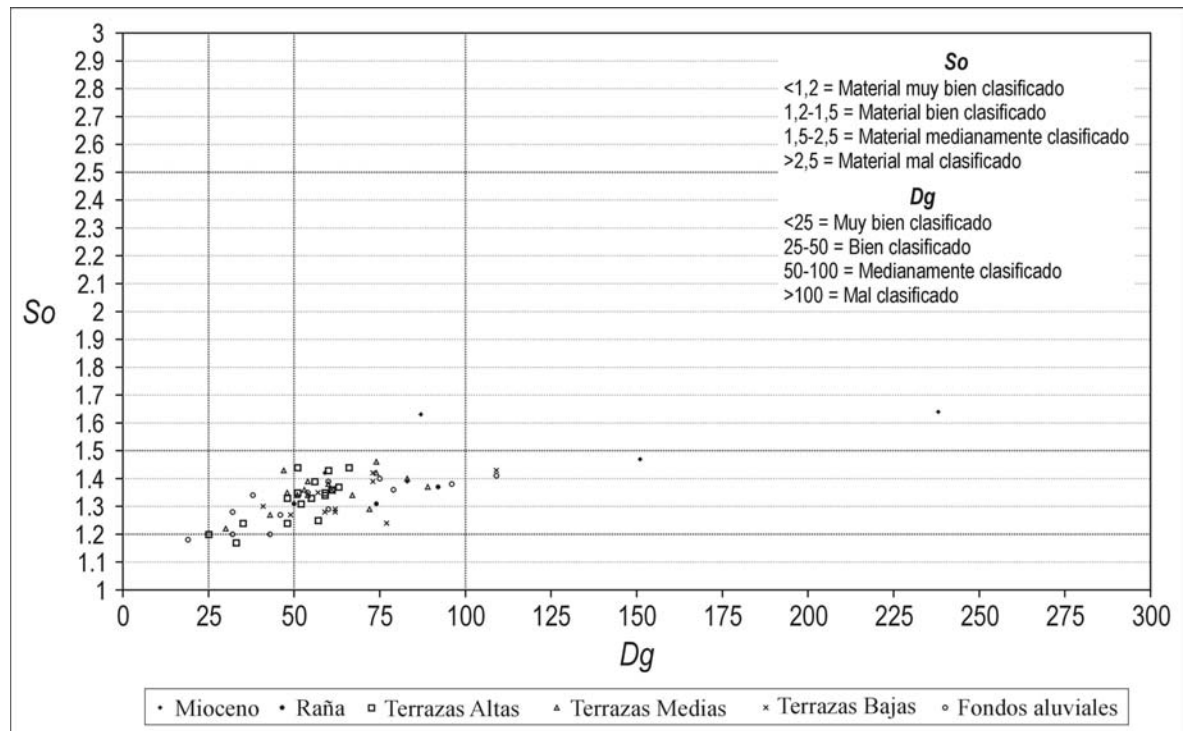


Fig. V.32. Diagrama de dispersión con los valores del índice de Trask (So) y de dispersión global (Dg) de la fracción gruesa de las formaciones de acumulación detrítica y aluvial en el valle del Duratón y en el del Serrano

En resumen, la granulometría del conjunto de las formaciones detríticas estudiadas no presenta apenas diferencias. A excepción de las facies de borde miocenas de los abanicos de Santa Marta y Somosierra, las características granulométricas se caracterizan por su similitud tanto entre la formación de la raña y los miocenos del abanico de Riaza, como entre estas acumulaciones detríticas y los aluviones fluviales. Y entre éstos apenas se acusan diferencias significativas de los valores granulométricos en los distintos niveles altimétricos. La dimensión granulométrica, la mediana de grano, el tamaño de los centilos y los valores de los índices de *Trask* y de dispersión global son bastante semejante en todos los niveles.

No obstante, sí que se ha constatado en los niveles detríticos aluviales un ligero aumento de la dimensión granulométrica y de la mediana del grano de los depósitos más antiguos a los más recientes y actuales, si bien no es lo suficientemente acusada como para pensar en condiciones de arrastre y de sedimentación de los depósitos diferentes y contrastadas en el tiempo ni en intensidad. Por el contrario la construcción de todo el conjunto detrítico aluvial parece que responde a procesos hidrodinámicos comparables y semejantes, que no han debido variar sustancialmente con el tiempo, puesto que -como se deduce del resultado de los índices granulométricos- todos los depósitos muestran un carácter homométrico propio de una buena selección y clasificación. El ligero aumento de la dimensión granulométrica desde las terrazas altas hasta los fondos de valle se debe probablemente a una mayor importancia de los aportes laterales a medida que los ríos construyen el sistema de terrazas en el interior de la cuenca sedimentaria. En este sentido, la presencia de centilos con tamaños más variables a partir de la sedimentación de las terrazas medias parece confirmar un incremento de los aportes laterales respecto a los longitudinales. Los aportes longitudinales predominaron durante la construcción de las terrazas altas, y tuvieron como principal fuente de alimentación la formación sedimentaria de la raña, mientras que los aportes laterales de las vertientes adquirieron una importancia creciente a partir de la sedimentación de las terrazas medias y están relacionados con la propia zapa efectuada por los ríos, muy activa debido a la migración lateral de los cauces.

Por otro lado, la distribución granulométrica, con máximos en el histograma en la clase 40-60 mm y medianas relativamente altas, señala a priori la acción de una dinámica fluvial competente. Sin embargo existen algunas diferencias entre la competencia fluvial en la cuenca sedimentaria y en los tramos en Hoz (en especial en las Hoces del Duratón). En la primera los depósitos muestran una clara clase modal en el intervalo 40-60 mm mientras que en los segundos se reparte entre aquél y 20-40 mm, de modo que la capacidad de arrastre de los ríos es mayor cuando transcurren por la cuenca sedimentaria que en los tramos de hoz o cañón, actuando estos ámbitos a modo de filtro regulador y selectivo de los materiales. Esto se pone de manifiesto en la evolución con la distancia de los aluviones del fondo de las Hoces del Duratón, donde se produce una clara granoselección de los mismos. En todo caso, parece evidente un comportamiento diferencial de los cursos fluviales cuando transcurren por la

cuenca y cuando lo hacen por los tramos encajados, en especial por los cañones, como lo confirma el análisis de la fracción fina.

V.4.3. LA COMPOSICIÓN GRANULOMÉTRICA DE LA FRACCIÓN FINA

Los resultados obtenidos del análisis de la granulometría fina de los depósitos muestran en general algunas diferencias significativas en cuanto al agente de transporte así como en relación al ambiente de sedimentación. No obstante, en lo que se refiere a los depósitos fluviales propiamente dichos, los resultados de la analítica no evidencian en general una variabilidad clara de las condiciones de transporte y sedimentación, sino que más bien indican que éstas han funcionado de forma parecida a lo largo de todo el proceso generador de las terrazas y los fondos aluviales.

Como ya se ha indicado, el análisis de la fracción fina no se ha podido realizar en todos los depósitos debido a la escasez de “cortes vistos”. De este modo, el análisis comparativo de la fracción fina resulta un tanto irregular por la propia distribución de los depósitos que han podido ser estudiados. Así, en las formaciones miocenas se ha realizado una completa analítica, tomándose bastantes muestras que incluyen tanto los bancos areno-arcillosos como la matriz de los conglomerados que se intercalan entre ellos. En los materiales de la raña, la granulometría fina se ha podido analizar en los tres depósitos analizados. Y respecto a los aluviones, frente a la escasez de muestras analizadas en las terrazas altas y medias por la ausencia de cortes, destaca el mayor número de análisis realizados en las terrazas bajas y sobre todo en los fondos aluviales actuales. La comparación de la granulometría de la fracción fina de los depósitos se ha realizado de forma conjunta, si bien, como se acaba de decir, las muestras tomadas en las terrazas bajas y en los fondos de los valles tanto del río Duratón-Cerezuelo como del Serrano representan el 60% del total (Fig. V.33).

- La matriz de los depósitos. En líneas generales las distintas formaciones detríticas están empastadas en una matriz fundamentalmente arenosa, si bien la proporción difiere entre unas y otras según se indica a continuación.

- Dentro de los materiales miocenos, en los bancos areno-arcillosos, la arena representa aproximadamente el 50%, mientras que el resto está ocupado en proporciones similares por limo y arcilla; en cambio, la matriz de los lechos de conglomerados es básicamente arenosa, ocupando, salvo alguna excepción, proporciones en general comprendidas entre un 70 y un 80%.
- La composición de la matriz de la “raña” presenta una mayor irregularidad, de tal modo que los depósitos situados en las proximidades del ápice son arcillo-arenosos (la arcilla llega a representar prácticamente el 50% de la muestra y la arena algo más de un

40%), mientras que en los más alejados, la proporción de arena aumenta considerablemente hasta alrededor del 70%.

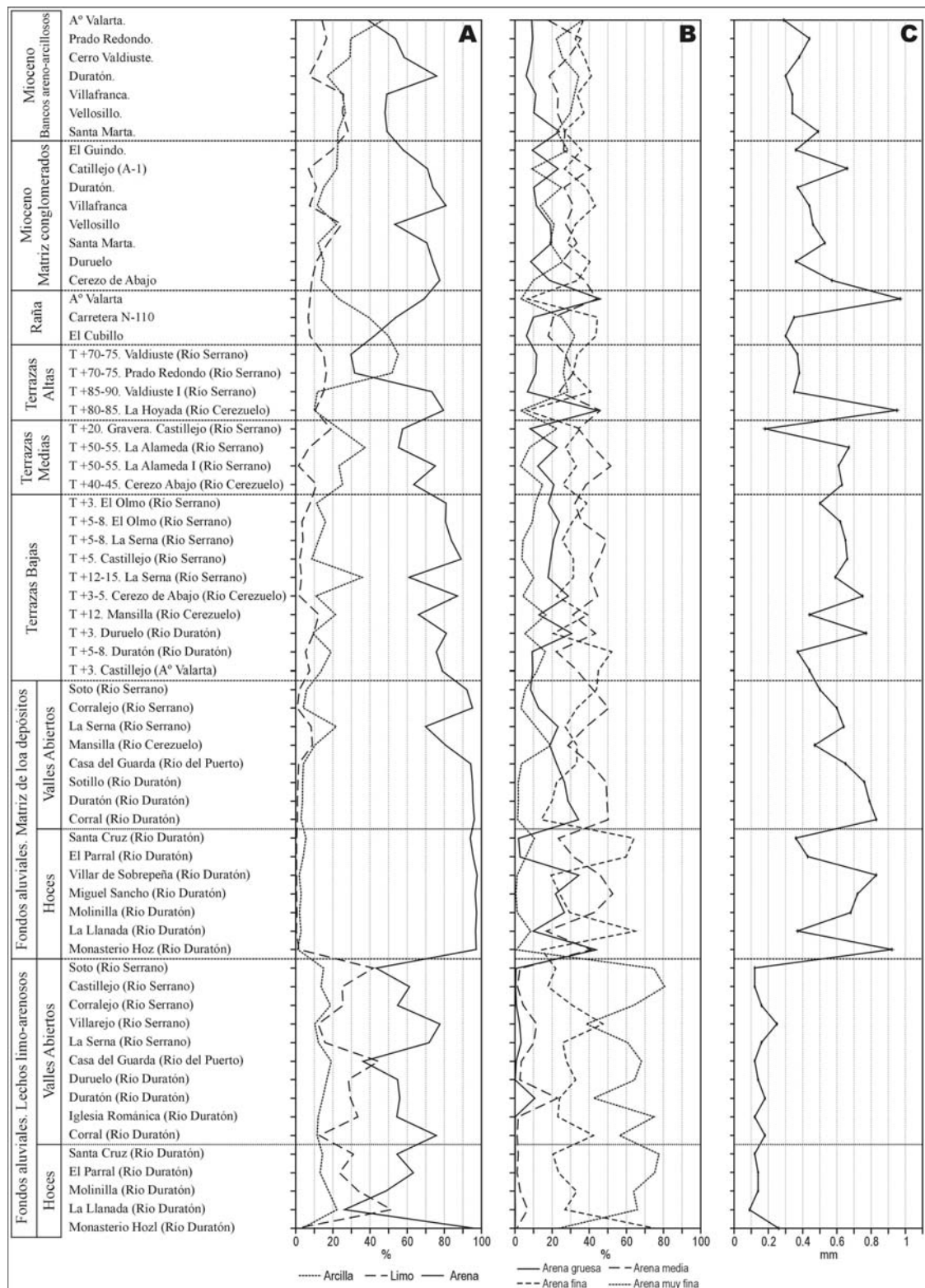


Fig. V.33. Variaciones de la composición granulométrica de la fracción fina en las formaciones detríticas y aluviales en los valles del Duratón y del Serrano. A. Matriz de los depósitos; B. Granulometría de arenas; C. Mediana de grano de las arenas.

- Respecto a los sedimentos fluviales, la matriz de las terrazas altas inmediatas a la raña muestran una cierta analogía con los depósitos de ésta e incluso la proporción de la arcilla es superior a la de la arena. Por el contrario, en los depósitos altos que han sufrido un mayor accionamiento (terrazas +80-85 del río Cerezuolo), la matriz es bastante arenosa llegando a representar alrededor del 80% de la muestra. Por su parte, la matriz de las terrazas medias es arenosa, con proporciones que oscilan según las muestras entre un 57 y un 75%. Por su parte, la matriz del material grueso de las terrazas bajas y de los fondos de valle es casi exclusivamente arenosa, con muy bajos porcentajes de limos y arcillas. En los primeros, la cantidad de arena ya suele situarse entre un 75 y un 90% del total de cada muestra, mientras que en los segundos, supera casi siempre el 90% e incluso puede llegar a representar más del 95%, como ocurre en el fondo del tramo de las Hoces del Duratón. Mención aparte merecen los depósitos limo-arenosos que con frecuencia rellenan el fondo de los valles: la matriz de estos depósitos está constituida -como su nombre indica- por arenas y por limos en proporciones más o menos similares.

- La granulometría de arenas también pone de manifiesto algunas diferencias según la naturaleza de los depósitos:

- Las arenas de los depósitos miocenos se reparten de forma relativamente homogénea entre todas las fracciones, aunque suele predominar la arena fina y la media, oscilando la mediana del grano generalmente entre 0,3 y 0,4 mm en los niveles areno-arcillosos y entre 0,35 y 0,55 mm en la matriz de los niveles de conglomerados.
- La granulometría de las arenas de la raña, aunque tan solo se han realizado tres análisis, muestra en principio sensibles diferencias según el mayor o menor recorrido o accionamiento del material. En las estaciones próximas a la cabecera del abanico la proporción de arena fina y muy fina es mayoritaria, lo que determina una mediana del grano baja (0,3 y 0,35 mm), mientras que en la estación más alejada, en las áreas mas distales del abanico de la raña, es la arena media y gruesa la dominante (el tamaño mediano es de 0.97 mm, el 90% del total corresponde a arena gruesa y muy gruesa, la clase modal es 1.00-1.6 mm y está mejor seleccionada).
- En cuanto a las características granulométricas de la fracción arena de los depósitos fluviales se pueden realizar las siguientes consideraciones:
 - Las arenas de las terrazas altas presentan bastantes similitudes con las de la raña. En las estaciones que han experimentado una menor movilización, inmediatas a la raña aunque a una cota inferior, la proporción de arenas se reparte en proporciones semejantes entre la arena, media, fina y muy fina y la mediana

del grano es reducida (entre 0,3 y 0,4 mm), lo que se refleja en curvas de aspecto logarítmico; por el contrario en las estaciones que han sido accionadas a una mayor distancia (como es el caso de la Terraza +80-85 m del río Cerezuelo) la arena gruesa y la media representan en cantidades parecidas mas del 85% de la muestra; en este caso, la mediana del grano es elevada (0,95 mm) y la curva acumulada presenta una forma parabólica.

- El análisis de las muestras correspondientes a las terrazas medias, bajas y fondos aluviales muestra una presencia prioritaria de las arenas de calibre medio y fino, lo que arroja medianas de grano en torno a 0,45 y 0,65 mm; no obstante la proporción de arena gruesa suele ser bastante alta en muchas de las muestras, lo que eleva de forma considerable la mediana del grano (entre 0,70 y 0,9 mm).

- Como se ha indicado, el fondo aluvial de todos los ríos suele estar fosilizado por material fino limo-arenoso relacionado con procesos de decantación. La distribución granulométrica de la arena de estos depósitos muestra un alto porcentaje en la fracción de arena muy fina, que suele superar el 60%, y de arena fina (entre un 20 y un 40%), siendo muy bajos los porcentajes de la arena media y gruesa. Esto se manifiesta en medianas de grano reducidas, cuyos valores oscilan por lo general entre 0.1 y 0,2 mm

V.4.3.1. La forma de las curvas acumulativas y los índices granulométricos

Las características granulométricas de la matriz arenosa se expresan en el conjunto de los depósitos estudiados por medio de varios tipos de curvas acumulativas, de las que se obtienen los consiguientes índices granulométricos que permiten establecer las posibles variaciones en las condiciones de transporte y sedimentación (Figs. V.34 y V.35).

- Las curvas logarítmicas con cierta tendencia sigmoidal corresponden básicamente a los materiales miocenos, pero también se dan en algunos depósitos de la raña en incluso en algunos de las terrazas altas. En los primeros se trata en conjunto de un material poco seleccionado, en el que los valores del índice de *Trask* oscilan entre 1,7 y 2,1, propios - según la escala del citado índice- de materiales medianamente clasificados. Sin embargo, la dispersión global de las diferentes muestras es relativamente baja, con valores entre 0,7 y 1,1, indicativos de un material bien clasificado. Estas curvas e índices relacionan el transporte de los materiales miocenos con flujos laminares, que sedimentarían los niveles areno-arcillosos, o bien con corrientes canalizadas fangosas de carácter episódico, capaces de movilizar materiales de mayor tamaño y de depositar los lechos conglomeráticos.

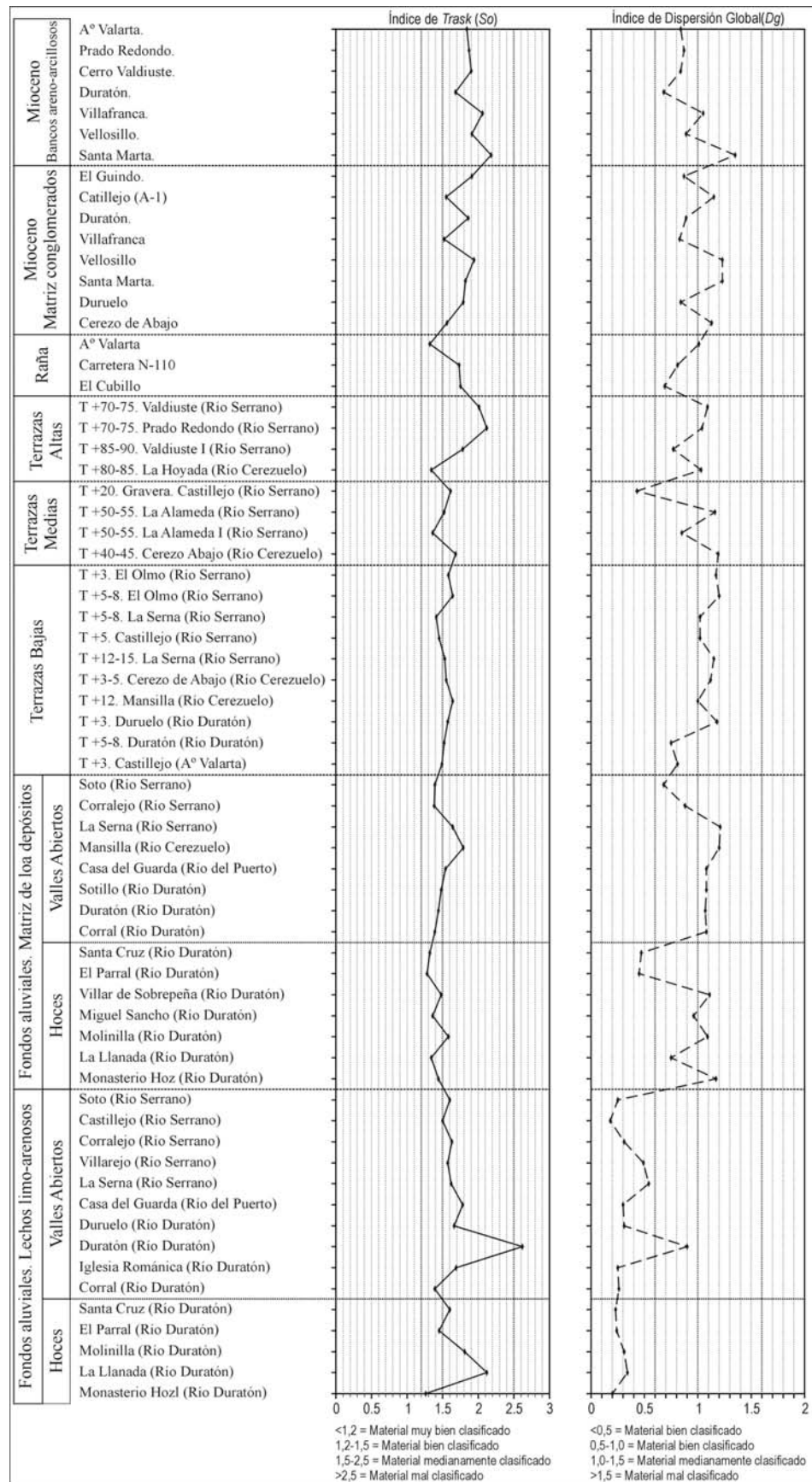


Fig. V. 34. Variaciones del índice de Trask (So) y de dispersión global (Dg) de la fracción arena de las formaciones detríticas y aluviales

Por su parte, las curvas de los depósitos de la raña son propias de acumulaciones próximas a los relieves que constituyen el área fuente del material, el cual ha sufrido una corta movilización efectuada por arroyada en masa o por accionamientos fluvio-torrenciales; no obstante, las muestras analizadas muestran un depósito relativamente bien clasificado. Los niveles fluviales altos son, en cambio, los que presentan la peor clasificación (So superiores a 2 y Dg superior a 1), lo que -como ya se ha indicado en varias ocasiones- puede interpretarse como resultado de que los ríos (aun escasamente encajados) retomaron el material de la raña pero fueron incapaces de arrastrar toda la carga, produciéndose su sedimentación por exceso de carga a poca distancia del lugar de accionamiento y sin tiempo para realizar cualquier selección del material.

- Las curvas parabólicas con incipiente forma sigmoidal en su tramo final, que marcan la tendencia a una clasificación más neta del material, caracterizan el grueso de la sedimentación fluvial en el área de estudio: la mayor parte de las muestras de las terrazas medias, de las bajas y de los fondos de valle actual, y ocasionalmente alguna terraza alta, registran curvas de este tipo. Sin embargo, éstas no son exclusivas de los depósitos aluviales, ya que también las presentan las arenas de algunos depósitos miocenos o de algunas estaciones de la raña.

El índice de *Trask* (So) obtenido a partir de ellas oscila por lo general entre 1,3 y 1,8, valores característicos de una relativa buena clasificación del material. Por su parte, la dispersión global muestra una clasificación mediana de las arenas (entre 0,9 y 1,2). Estos valores relativamente altos del índice de dispersión global coincidentes con valores de *Trask* más o menos bajos puede relacionarse con un medio capaz de acarrear o transportar una amplia gama de partículas llevando a cabo una apreciable selección dentro de ellas.

En este sentido, puede interpretarse que el transporte y la sedimentación de la mayor parte de los aluviones de las terrazas pudo ser realizado por corrientes fluviales con un régimen fluvio-torrencial, capaz de movilizar importantes volúmenes de material en momentos de crecida o de fuerte pulsación estacional y de abandonar la carga al disminuir la fuerza de la corriente; este abandono se traduciría en una sedimentación forzada, donde las partículas mas gruesas quedarían depositadas al tiempo que la fracción mas fina continuaría su transporte aguas abajo. Este régimen fluvial explicaría en buena medida los caracteres estructurales de las terrazas fluviales, que constituyen depósitos sedimentados de forma caótica relacionados con accionamientos puntuales o estacionales de cierta energía. Una vez depositados estos materiales, se producirían modificaciones a lo largo de las fases de régimen fluvial mas moderado, de las que en definitiva derivaría la leve tendencia final sigmoidal de las curvas acumulativas.

Algo similar puede decirse de la curva parabólica del depósito más distal de la raña. Éste -como ya se ha comentado- se encuentra localizado a una distancia notable del ápice

del abanico de modo que ha sufrido un accionamiento apreciable, relacionado con un tipo de transporte de carácter fluvio-torrencial pero capaz de realizar un notable selección del material.

Los depósitos miocenos correspondientes a los lechos de conglomerados de la facies de Castillejo-Soto muestran también este tipo de curvas acumulativas. Ello permite interpretar que la sedimentación de los mismos se debe al transporte a cierta distancia de los materiales por medio de corrientes enérgicas mas o menos canalizadas o encauzadas que tienen además una apreciable capacidad de selección del material. Se trataría de facies canalizadas propias de los abanicos aluviales, favorecidas en este caso por la instalación en los periodos de mayor actividad hidrodinámica de corrientes capaces de arrastrar los materiales y depositarlos a una cierta distancias llevando a cabo -como se ha dicho- una notable selección de los mismos.

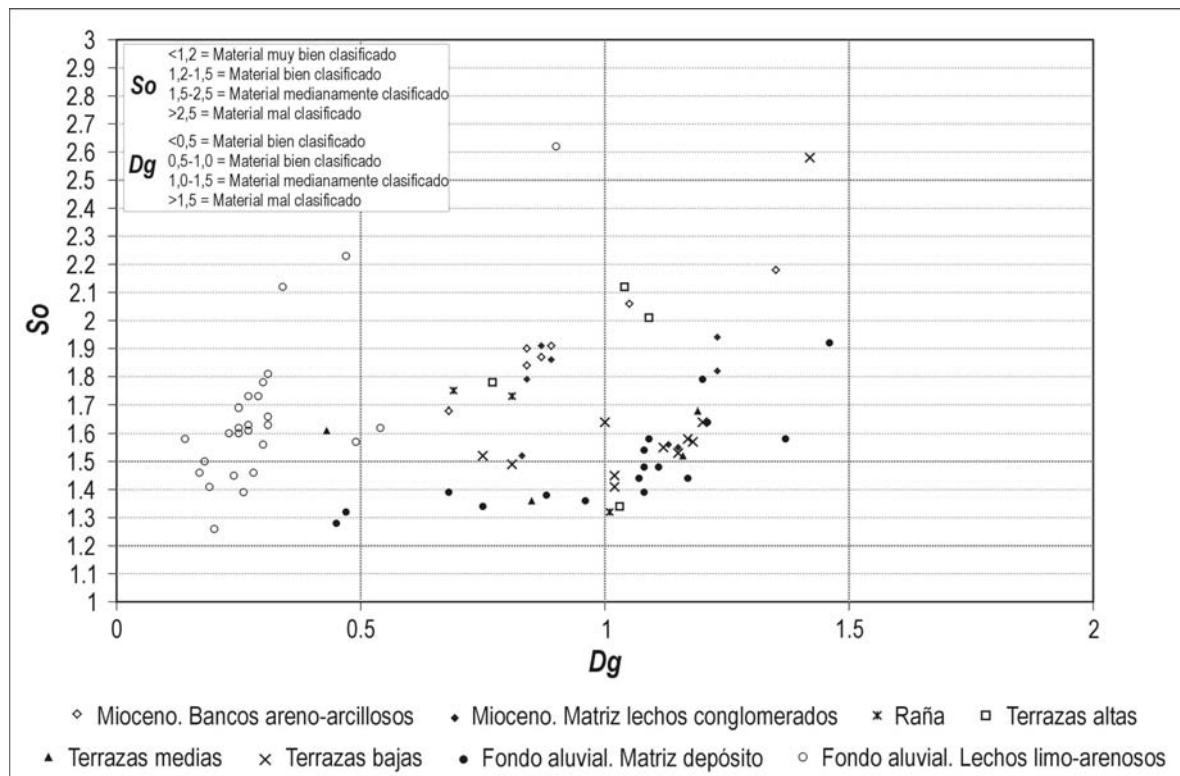


Fig. V.35. Diagrama de dispersión con los valores de los índices de Trask (S_o) y de dispersión global (D_g) de la fracción arena de las formaciones de acumulación detrítica y aluvial en el valle del Duratón y en el del Serrano

- Las curvas sigmoidales no son muy frecuentes dentro del conjunto detrítico estudiado y se relacionan de forma casi exclusiva con los aluviones del fondo de los valles actuales y con las terrazas bajas. Se trata de curvas acumulativas de tipo sigmoidal algo tendidas, propias de acumulaciones fluviales libres, cuyos materiales se depositan libremente a medida que disminuye la intensidad de arrastre, lo que implica una evolución y una selección del material más completa. Los parámetros o índices obtenidos evidencian estos

mismos caracteres típicos de depósitos fluviales: tanto el índice de clasificación de *Trask* (So) como el de dispersión global (Dg) presentan valores representativos de un material bien clasificado (So entre 1,2 y 1,4 y Dg menores de 1).

El medio hidrodinámico en el que estos aluviones probablemente se depositaron estaría relacionado con caudales de agua constantes sin grandes cambios ni fuertes pulsaciones de corriente. Correspondería a los intervalos de flujo normal entre crecidas, pero también, puesto que la mayoría de estos depósitos se localizan en el interior de las Hoces del Duratón dentro del macizo calcáreo de Sepúlveda, podrían relacionarse con el efecto de regularización y ralentización de la corriente fluvial al acceder a dicho macizo. Los cursos de agua, que circularían libremente al atravesar los afloramientos miocenos disponiendo de amplios valles capaces de acoger caudales importantes, de repente se verían constreñidos a un estrecho paso al entrar en los ámbitos de los cañones.

Puede decirse que estos angostos tramos de valle, en especial las Hoces del Duratón, funcionan a modo de embudo, ralentizando el flujo y disminuyendo la competencia de arrastre de los ríos que vienen de circular por los valles abiertos de la cuenca sedimentaria; de ahí que, al perder fuerza la corriente fluvial, se depositan las arenas medias y gruesas, mientras que las finas siguen su curso. Esta misma interpretación se deduce del análisis sedimentológico de los fondos aluviales e incluso de toda la sedimentación fluvial del Duratón y sus afluentes: la presencia de numerosos cantos “encamisados” por una película fina de carbonatos en la terraza +48-50 m del Serrano, actualmente mordida por el desplazamiento del río Duratón y situada a pocos metros antes de la entrada en el estrecho boquete del cañón del Duratón, parece indicar una paralización y retención de la corriente aguas arriba de los relieves calcáreos, donde no sólo se produciría un importante abandono de la carga, sino también la posible formación temporal de áreas vadosas con la consiguiente precipitación de carbonatos.

- Finalmente, las curvas acumulativas de aspecto hiperbólico son bastante frecuentes dentro del conjunto de los depósitos estudiados, relacionándose sobre todo con el relleno de los fondos aluviales actuales de los ríos, en todos los cuales se dan, y estando presentes en la práctica totalidad de los diferentes tramos valle (hoces o cañones, valles abiertos, valles de tipo nava). Estas curvas definen un tipo de sedimentos constituido fundamentalmente por limo y arena muy fina, que reflejan una irregular selección o clasificación, ya que por un lado el índice de *Trask* (So) arroja valores muy variables desde bien clasificados (1,2 a 1,5) a medianamente clasificados (1,5 a 2,5), mientras que, por otro, el índice de dispersión global (Dg) muestra valores muy bajos (inferiores a 0,5) propios de un sedimento muy bien clasificado.

Se trata de un sedimento formado por partículas muy finas depositadas como consecuencia de fenómenos de decantación en relación con una práctica paralización de la

corriente. Presumiblemente la dinámica del Duratón y sus afluentes, caracterizada por pulsaciones fuertes de la corriente, provocaría en determinados momentos el desbordamiento del agua por el llano aluvial, de modo que al disminuir la corriente se produciría la decantación de las partículas finas transportadas en suspensión, dando lugar al relleno o recubrimiento de las respectivas llanuras de inundación. Esta dinámica parece particularmente importante en el ámbito de los cañones, donde -como se ha señalado especialmente en las Hoces del Duratón- es frecuente la presencia de varios niveles constituidos por material limo-arenoso en la orilla interna de los meandros.

V.4.4. LA MORFOMETRÍA DE LA FRACCIÓN GRUESA

Los caracteres morfométricos de los cantos de cuarzo de 4-6 cm del conjunto detrítico analizado presentan sensibles diferencias por lo que se refiere al desgaste o redondeamiento, ya que los resultados de la medida del aplanamiento muestran una gran similitud y se mantienen en valores sin acusadas diferencias con independencia del origen o del significado sedimentario de cada acumulación.

La representación en un diagrama de dispersión y en un gráfico lineal de los valores de la mediana de aplanamiento y desgaste del conjunto detrítico, junto con los referentes a la proporción de cantos con desgastes superiores a 300 según la escala de CAILLEUX y TRICART (1963), permite apreciar y comparar la evolución de las características morfométricas desde los depósitos más antiguos hasta los más modernos y ver las diferencias entre las cuencas fluviales (Figs. V.36, V.37 y V.38). Con ello se llega a diferenciar la dinámica y las condiciones hidrodinámicas de transporte y la capacidad de arrastre del material, así como la procedencia y el recorrido de los aportes laterales.

- Los cantos pertenecientes a los conglomerados detríticos cretácicos de la facies Utrillas muestran un elevado desgaste, con valores de la mediana que superan el índice 400 de Cailleux. Además, prácticamente el 90% de los cantos tienen un desgaste superior a 300. Así mismo estos cantos muestran una forma subesférica a tenor del bajo índice mediano de aplanamiento. Los caracteres morfométricos de estos cantos, de indudable origen marino (litoral concretamente), tienen interés debido a que pudieron ser puntualmente retomados e incorporados a su carga por los ríos (Duratón, San Juan y Caslilla) durante su proceso de encajamiento.

- Son las facies miocenas correspondientes a los abanicos de Santa Marta y Somosierra, atravesadas por los citados ríos Duratón, Caslilla y San Juan, las que presentan en general los desgastes mas bajos, con valores medianos que oscilan entre 100 y 150. En cambio, la formación miocena del abanico de Riaza, excavada por el río Serrano y en parte también por el Cerezuelo, ofrece valores de desgaste apreciables, con medianas que se sitúan entre 160 y 190, aunque los cantos con desgastes que superan el valor de 300 son escasos. De todo ello se

deduce que el ambiente en el que se depositaron estas formaciones detríticas se relaciona con un accionamiento de recorrido corto pero muy violento, propio de la dinámica torrencial.

- Por lo que se refiere a la raña, llama la atención que el desgaste de los cantos de cuarzo es análogo al que presentan en la facies rojiza miocena del abanico de Riaza: el valor de la mediana del índice de desgaste está comprendido entre 170 y 186. Esta formación detrítica ofrece, pues, valores de desgaste elevados pero que están por debajo de los típicamente fluviales; sin embargo, en la medida en que no ha sido desplazada muy lejos del área fuente, su accionamiento se corresponde con un arrastre fluvio-torrencial de corto recorrido pero energético, capaz de realizar un desgaste apreciable de los cantos (MUÑOZ JIMÉNEZ y ASENSIO AMOR, 1975; SANZ DONAIRE, 1979-1980; 1986).

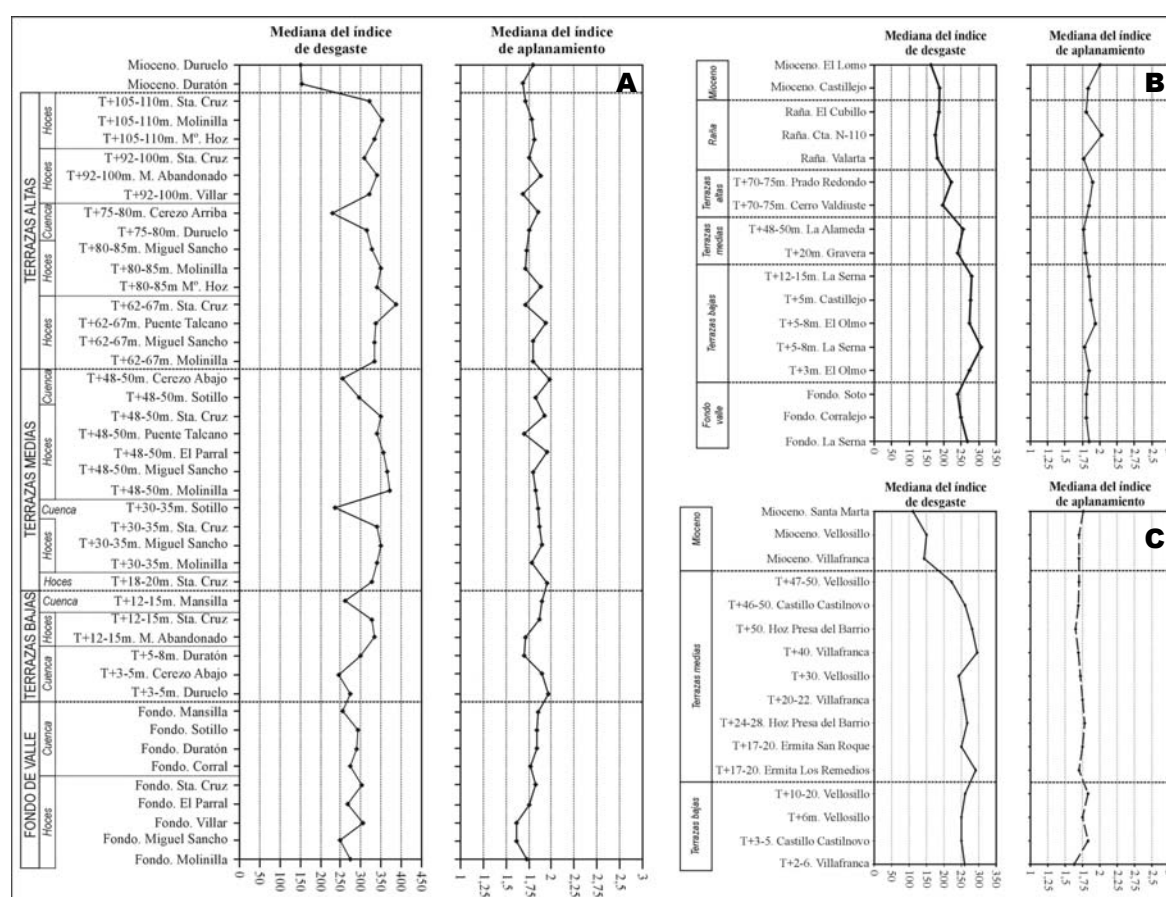


Fig. V.36. Variaciones de los índices de desgaste y aplanamiento de la fracción gruesa en las formaciones de acumulación detrítica y aluvial en los valles del Duratón (A), del Serrano (B) y del Casilla-San Juan (C)

- La morfometría de los cantos contenidos en las acumulaciones fluviales apenas registra variaciones no solo de unos niveles a otros sino tampoco entre los depósitos correspondientes a distintos lugares o sectores de un mismo nivel o terraza. El índice mediano de aplanamiento en todos los niveles se mantiene siempre en valores bajos, que oscilan entre 1,75 y 2, lo que sugiere una génesis fluvial con un eficaz transporte en rodamiento. Por su parte, la mediana del índice de desgaste ofrece valores muy elevados, que en la mayoría de los depósitos oscilan

entre 200 y 350, al tiempo que la proporción de desgastes superiores a 300 es sumamente significativa y los desgastes inferiores a 100 son prácticamente inexistentes. Estos datos indicarían de nuevo un medio hidrodinámico muy enérgico de carácter típicamente fluvial.

Un análisis más detallado de la morfometría, referido en especial al desgaste, permite no obstante establecer algunas consideraciones relacionadas con el ámbito morfoestructural y con el tipo de valles en el que se han sedimentado las formaciones aluviales (ya sea en los valles abiertos de la cuenca terciaria ya sea en los tramos en hoz o cañón de los macizos calcáreos), con la competencia de cada río y con la mayor o menor distancia recorrida por el material:

La mediana del índice de desgaste se ha mantenido en valores elevados desde la sedimentación de los niveles más antiguos hasta la de los actuales, ya que -como se ha dicho- oscila entre 200 y 350. Sin embargo, sí se aprecian sensibles contrastes entre las medianas de desgaste de los aluviones de la cuenca y los de las Hoces del Duratón: dentro de la cuenca las terrazas altas, medias, bajas y los fondos de valle presentan cantos algo menos trabajados (valores medianos comprendidos entre 200 y 300) mientras que en el ámbito de las hoces los depósitos de los mismos niveles, a excepción de los depósitos del fondo, tienen en líneas generales un desgaste próximo a 350, e incluso en algunos se sobrepasa este valor.

Estos elevados índices de desgaste que se han registrado en los retazos fluviales altos, medios y bajos encontrados en la hoz del Duratón pueden obedecer a dos factores: de un lado, a la entrada en los sucesivos fondos de la hoz de cantos de naturaleza cuarcítica y cuarzosa del Cretácico (provenientes de aportes longitudinales del río de la Hoz, cuya cabecera se sitúa en los relieves de la Serrezuela), lo cual explicaría el elevadísimo desgaste observado algunas estaciones, en especial en las situadas en el perfil de Santa Cruz (por ejemplo la T+62-67 m con un $I_d = 387$); y de otro, a un accionamiento longitudinal más prolongado debido a la mayor distancia recorrida por el material desde la cuenca en especial en los ríos Duratón y Serrano. En efecto, el material acarreado en rodamiento por la corriente del Duratón en cada nivel altimétrico en su trayecto por la cuenca accedió al tramo de valle en hoz o cañón con desgastes medianos próximos ya a un valor de 300 o a veces superior; de igual modo los diferentes aluviones transportados por el río Serrano en su confluencia con el Duratón presentaban desgastes por lo general con un valor superior a 270.

Puede decirse por lo tanto que los cantos entraron en el valle en hoz del Duratón con medianas de desgaste ya muy altas, con valores medianos en torno a 300. Y, dado que en los depósitos fluviales de la hoz rara vez se llega a sobrepasar el valor mediano 350 (a pesar incluso del incremento adicional de fragmentos redondeados por la entrada de cantos cretácicos), ha de interpretarse que durante su transporte longitudinal a lo largo del cañón los desgastes de los mismos aumentaron de forma moderada, mientras que por el contrario los

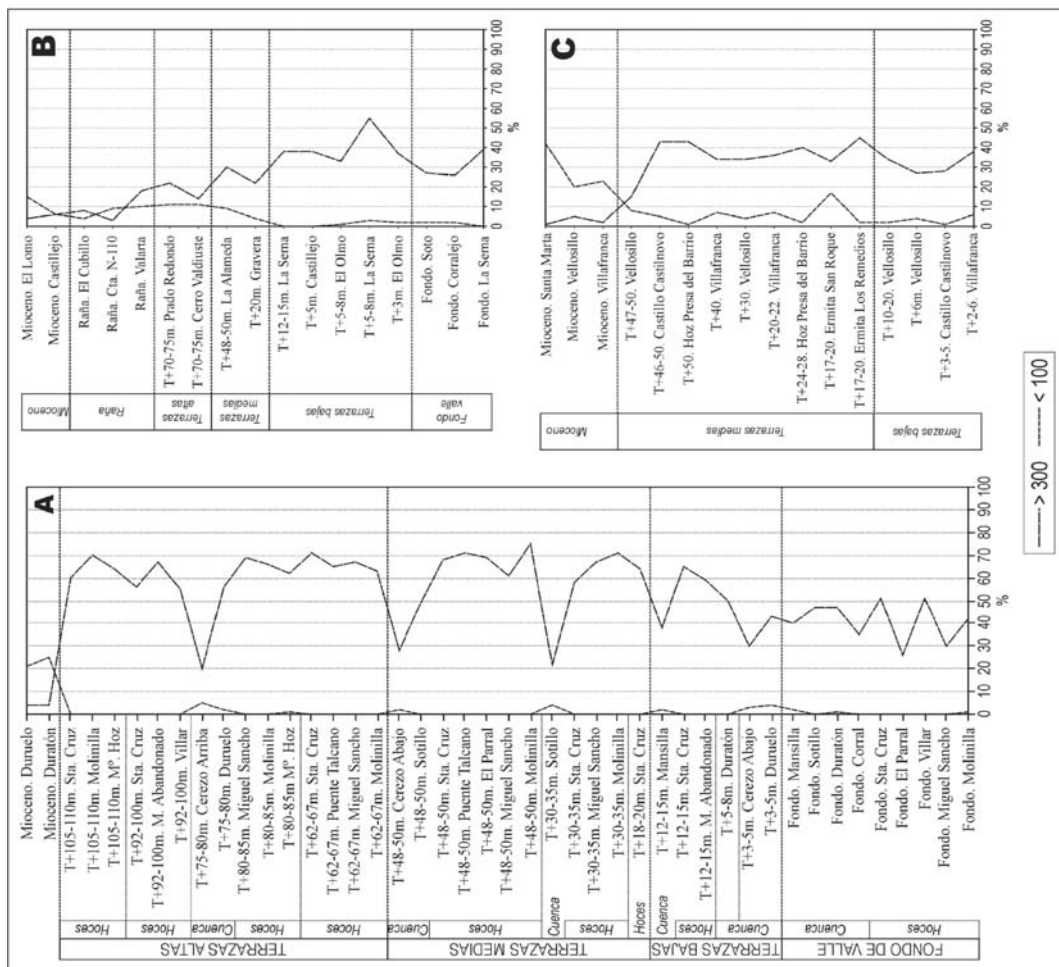


Fig. V. 37. Variaciones de los cantos con desgastes superiores a 300 e inferiores a 100 en las formaciones de acumulación detrítica y aluvial en los valles del Duratón (A), del Serrano (B) y del Castilla-San Juan (C)

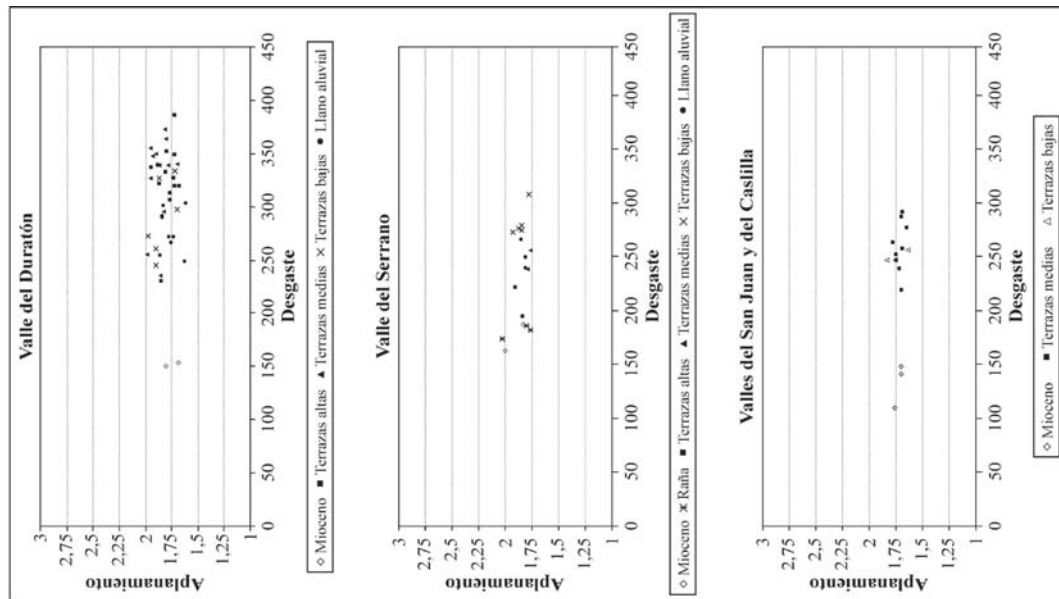


Fig. V. 38. Diagrama de dispersión que muestra la posición de los valores del índice de desgaste y de aplanamiento de los cantos en las formaciones de acumulación detrítica y aluvial en los valles del Duratón, del Serrano y del Castilla-San Juan

cantos accionados en la cuenca experimentaron un incremento más acusado y en un recorrido más corto.

Esto suscita la idea de que la dinámica fluvial actuó de forma diferente en los valles abiertos de la cuenca y en los tramos de valle en hoz o cañón, pudiendo interpretarse que en la cuenca terciaria los ríos tuvieron una mayor capacidad de arrastre y, por tanto, de desgaste de la carga incorporada en sus cauces, mientras que en los tramos de cañón, ésta capacidad fue más moderada.

En todo caso, los valores medianos del índice de desgaste y de aplanamiento de las terrazas del valle del Serrano y del Cerezuelo-Duración representados en un diagrama de dispersión, con independencia del nivel altimétrico y del ámbito morfoestructural en el que se encuentran, se sitúan en el área correspondiente a un régimen fluvial entre intenso y muy intenso (o torrencial). Ello permite interpretar que el mecanismo de transporte y la capacidad de arrastre de los materiales debieron ser similares durante la evolución de estos valles. Y dado que - como se ha dicho- el índice mediano de desgaste supera generalmente el valor de 250 y además la proporción de cantos con desgastes superiores a 300 es notable, parece confirmarse un medio hidrodinámico muy competente, probablemente de régimen fluvio-torrencial, es decir afectado por pulsaciones o crecidas energéticas.

El problema que se plantea -tal y como se ha ido poniendo de manifiesto al explicar las características morfométricas de la fracción gruesa de los distintos niveles fluviales- es que los ríos se alimentaron y se alimentan básicamente de las formaciones detríticas preexistentes, las cuales conservan características del proceso sedimentario anterior que las generó. Parece claro que estos ríos (el Duración y sus afluentes) tienen su principal fuente de alimentación en los depósitos de la raña y, a medida que profundizan su valle, en los materiales detríticos del Mioceno. Y, como ya se ha comentado, los cantos de ambas formaciones detríticas presentan desgastes relativamente elevados en general (valores medianos entre 150 y 190), fruto del proceso que los originó. Por tanto hay que tener cierta precaución a la hora de interpretar los resultados del análisis sedimentológico al tratarse de materiales heredados de procesos sedimentarios anteriores, tal como ha sido señalado en ámbitos territoriales próximos al estudiado en este trabajo (SANZ DONAIRE 1979-80, 1986).

Un medio para ver la proximidad morfométrica de los sedimentos lo constituye la aplicación de coeficientes de correlación a los índices de los diversos sedimentos (SANZ DONAIRE 1979-1980; 1986). Con este objeto se han calculado los coeficientes de correlación de las medianas del índice de desgaste de los diversos sedimentos estudiados (cretácicos, miocenos, de la raña y fluviales). Los resultados reflejan la sumamente alta proximidad y semejanza que existe entre todos los depósitos: así lo demuestra el hecho de que la mayoría de los valores de los coeficientes de correlación oscilan entre 0,94 y 0,99, teniendo en cuenta además que ninguna correlación es inferior a 0,80. Unos valores de correlación tan

elevados permiten en definitiva corroborar el carácter heredado de gran parte de los componentes de los depósitos aluviales y su procedencia de la formación de la raña y de los materiales miocenos. Las correlaciones algo más bajas (entre 0,80 y 0,90) se dan entre los depósitos que no tienen el mismo área fuente: los depósitos aluviales de cada valle presentan una mejor correlación con los sedimentos miocenos de las facies que afloran en cada uno de ellos. Destacan así las fuertes correlaciones existentes entre la facies miocena del abanico de La Pinilla y los depósitos de la raña, así como entre estas formaciones detríticas y los aluviones de las terrazas fluviales del Cerezuelo-Duración y del Serrano. También, llama la atención la alta correlación desde el punto de vista morfométrico entre todos los depósitos fluviales, con independencia del nivel al que pertenecen y del valle en el que se localizan.

Podría pensarse, de acuerdo con el análisis realizado, que los valores tan elevados del desgaste de los depósitos fluviales del Duración y sus afluentes se explicarían sólo a partir de su carácter de materiales heredados de un proceso sedimentario anterior en el que habían ya sufrido un apreciable redondeamiento. Sin embargo, desde los tramos finales de la raña hasta la entrada de los ríos en el macizo de Sepúlveda -en una distancia en línea recta inferior a los 15 km- se pasa de desgastes en torno a 185-190 a desgastes próximos a 300, e incluso a veces superiores (como ocurre en la T+75-80 m del perfil de Duruelo, donde se alcanza el valor de 313 en tan sólo unos 10 km). Este fuerte incremento es difícil de interpretar si no se le relaciona con un ambiente fluvial afectado periódicamente por fuertes pulsaciones dotadas de una gran capacidad de arrastre y dotadas de una energía capaz de producir un apreciable desgaste de los cantos.

Ha de concluirse, pues, que la morfometría de los depósitos de las terrazas del Duración y de sus valle afluentes, en especial en los relativo al desgaste, obedece a la concurrencia de dos hechos o factores: a) el retrabajamiento por los cursos fluviales de cantos con un desgaste apreciable, heredado de procesos sedimentarios previos; y b) la presencia de un medio hidrodinámico competente, de carácter fluvio-torrencial, capaz de efectuar un eficaz desgaste en desplazamientos cortos.

V.5. INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE CONJUNTO: EL SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS DIFERENTES FORMACIONES DETRÍTICAS

A partir de la interpretación pormenorizada y global de las características sedimentológicas que se acaba de realizar es posible esbozar el significado geomorfológico o morfodinámico de las formaciones detríticas analizadas.

V.5.1. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LA FACIES “UTRILLAS”

Como se ha dicho, la importancia de estos depósitos detríticos radica en que pudieron ser retomados por los cursos fluviales e incorporados a la carga que éstos llevasen. Y es indudable que algunos ríos en un momento de su encajamiento los excavaron e incorporaron estos materiales a sus lechos. Este es el caso de alguno de los cursos alóctonos: el San Juan excava estos materiales (el techo de los cuales aparece aproximadamente a +25 m del cauce actual) al atravesar el frente de cuesta de Prádena, por lo que es probable que algunos niveles aluviales que aparecen a lo largo de este río y situados a una cota inferior hayan recibido el aporte de estos materiales cuarcíticos redondeados del Cretácico. Algo similar ocurre con el río Caslilla, que en su tramo final antes de desembocar en el Duratón abre la denominada hoz-combe de Sepúlveda en cuyo núcleo afloran ampliamente los materiales detríticos del Cretácico; el techo de los mismos queda –tal como se observa en las laderas del valle- a unos 50-60 m sobre el actual cauce, por lo que los niveles aluviales encontrados en la hoz a cotas inferiores a esta altura relativa pueden haberse alimentado parcialmente de estas formaciones detríticas. Finalmente, el Duratón llega a zapar los materiales cretácicos en el tramo inicial de la hozes, desde la confluencia con el Caslilla hasta el paraje de La Tejera, pero aquí un mayor aporte de estos materiales pudo provenir de afluentes autóctonos que tienen su nacimiento en la Serrezuela de Pradales; este es el caso de una serie de arroyos (arroyo de las Vegas, de los Navares, etc) que forman posteriormente el río de la Hoz que desemboca en el Duratón a la altura de Santa Cruz. Éstos, aunque quedan fuera del ámbito de estudio y no se han trabajado desde el punto de vista sedimentológico, pudieron arrastrar gran cantidad de materiales detríticos del Cretácico, como parece derivarse de las características observadas en los niveles aluviales de la Hocecilla.

En todo caso -y a falta de un estudio más detallado de los arroyos que nacen en la Serrezuela- la base detrítica del Cretácico no parece haber sido la fuente prioritaria de la fracción gruesa de los niveles aluviales contruidos por los ríos y solo ha podido influir de forma indirecta y puntual, aumentando ligeramente la carga de material cuarcítico a lo largo del río San Juan y en las Hoces del Duratón.

V.5.2. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS FORMACIONES DETRÍTICAS MIOCENAS

El relleno de la cuenca sedimentaria neógena se realizó en el área de estudio por medio de la construcción y superposición de abanicos aluviales y/o mantos detríticos de arroyada procedentes de la destrucción de los altos y tectónicamente ascendentes relieves del sector oriental del Sistema Central durante los tiempos miocenos y bajo unas condiciones climáticas semiáridas. Estos abanicos están formados por una alternancia de bancos de material fino con

proporciones variables de grava, arena, limo y arcilla (tanto más importantes en espesor cuanto más lejos del borde de la cuenca) y lechos de conglomerados, cuyo espesor en cambio descende progresivamente desde las partes más próximas a los relieves montañosos (o área fuente) a las más alejadas de los mismos. Por lo tanto, los mecanismos de formación de unos y otros responden a diferentes procesos. La formación de los bancos de material fino, cuyas características granulométricas arrojan curvas acumulativas de aspecto fundamentalmente logarítmico (lo que se refleja en índices de *Trask* y de dispersión global elevados), se relaciona con corrientes laminares; en este tipo de flujos el agua circularía en lámina o en múltiples canalillos arrastrando conjuntamente gravas, arenas, limos y arcillas, sin efectuar apenas acción selectiva sobre las mismas. Por su parte, los lechos de conglomerados se formaron por la activación de corrientes más energéticas, a veces con desarrollo de canales o *debris flows* de ciertas dimensiones, capaces de arrastrar fragmentos de mayor tamaño (cantos y bloques) que se desplazarían envueltos en una matriz fina y de producir un moderado grado de clasificación de los mismos, tal como ha quedado reflejado en los histogramas granulométricos. En resumen, en los sectores proximales de los abanicos predominan las facies más groseras típicas de borde, donde los lechos de conglomerados adquieren un gran espesor, mientras que en los sectores distales la proporción de los bancos de material fino aumenta considerablemente.

La naturaleza litológica de la sierra en sus diversos sectores ha controlado la diversidad y distribución de las facies que rellenan la cuenca, tal como ha quedado reflejado en la composición de los depósitos analizados: en el sector más occidental dominan los cantos de gneis y de rocas filonianas (pórfitos), acompañadas por proporciones variables de calizas, los cuales provienen de la destrucción de los relieves del Guadarrama oriental y del piedemonte calcáreo. En el sector central de área de estudio, coincidiendo con los relieves de Somosierra, los cantos son básicamente gneísicos, y finalmente la erosión de los relieves de La Pinilla, daría lugar a la producción de cantos metamórficos, fundamentalmente esquistos, pero también a importantes cantidades de cuarzos, que provienen de la existencia abundante de vetas de este material.

La morfometría de estos cantos arroja, por su parte, desgastes apreciables a pesar de la cercanía de los depósitos al área fuente, ya que como mucho han sufrido un transporte que no supera los 20 km. Los valores registrados, aunque están por debajo de los estrictamente fluviales, se relacionan con accionamientos violentos capaces de efectuar un notable redondeamiento en fragmentos tan resistentes como los cuarzos. Según se ha visto, los índices de desgaste oscilan entre 140-154 en los abanicos de Santa Marta y Cerezo de Abajo, donde la proporción de cuarzos además es menor, y son ya más elevados en el de Riaza (160-187,5), donde, -como se ha comentado-, la abundancia de cuarzos es notable.

Los materiales que constituyen el relleno de la cuenca jugaron un papel fundamental en la evolución morfodinámica de los cursos fluviales, ya que constituyeron y constituyen una

fuente importante de la alimentación de su carga de fondo. Al tratarse de formaciones blandas y deleznales fueron fácilmente atacadas por la erosión de los ríos, que retomaron e incorporaron a sus cauces estos materiales detríticos con las características sedimentológicas derivadas de su génesis.

V.5.3. SIGNIFICADO MORFODINÁMICO DE LOS DEPÓSITOS DE RAÑA

Las características sedimentológicas de la raña -como ya se ha comentado- son propias de acumulaciones generadas por un accionamiento fluvio-torrencial; en el caso de las rañas de la Pinilla y de Riaza, se observa además una configuración en abanico con una cabecera o ápice bien establecido, a partir del cual se extiende un importante volumen de material. Todos estos caracteres corresponden a un accionamiento violento pero de recorrido moderado, capaz sin embargo de efectuar, no solo un apreciable desgaste de los cantos (valores de la mediana de desgaste entre 170-186), sino también de destruir los de menor dureza. Esto explica que la presencia de cuarzos sea mayoritaria en las partes centrales de la raña y casi exclusiva en las distales.

La sedimentación de la raña en el área de estudio podría interpretarse como un resultado de un episodio de fuerte torrencialidad en las cabeceras de montaña, relacionado con una fase incipiente de instalación de la red fluvial, dado que en el tránsito plioceno-pleistoceno las altas cuencas de los principales ríos ya estaban establecidas y diferenciadas. Aunque no ha sido objeto de este trabajo determinar el origen del material que compone las formaciones de raña -temática bastante tratada en la bibliografía y que ha quedado sintetizada en el capítulo sobre las morfoestructuras-, sino más bien establecer las relaciones sedimentológicas y geomorfológicas de dichas formaciones con las terrazas fluviales, se puede adoptar al respecto una postura en cierto modo ecléctica en la que se conjugan factores de dos tipos: tectónicos y paleoclimáticos. Por un lado, la actuación desde el Mioceno superior hasta Cuaternario de la tectónica relacionada con la actividad de algunas fallas, en concreto la falla direccional de Somosierra-Jarama y el cabalgamiento del borde norte del Sistema Central, tal como ha sido señalado recientemente por algunos autores (DE VICENTE *et al.*, 1996; ANDEWEG *et al.*, 1999) pudo provocar, no sólo una ligera reactivación del levantamiento del horst de la Sierra Cebollera y de la Cuerda de la Pinilla, sino también el debilitamiento y/o fracturación del roquedo. Y por otro, como diversos autores han señalado (IBÁÑEZ MARTÍ *et al.*, 1986; LÁZARO OCHAÍTA, 1977; LÁZARO OCHAÍTA y ASENSIO AMOR, 1978), el desarrollo de una crisis bioclimática o fase de rexistasia caracterizada por un ambiente frío-árido mantiene un ambiente muy favorable para la fragmentación de roquedo y para el arrastre esporádico y masivo de sus productos. Bajo estas condiciones, en los relieves montañosos que, fruto de la geodinámica alpina, se elevaron a cotas cercanas a los 2200 m pudieron reinar unas condiciones climáticas calificables de periglaciares (periglaciares de montaña), que favorecieron los

procesos intensos de crioclastia sobre las vetas de cuarzo y las crestas de cuarcita, ya de por sí debilitadas por la tectónica.

Con independencia de la preponderancia de uno u otro factor, en las cabeceras de los relieves más elevados se preparó y quedó alojado un volumen muy importante de material susceptible de ser fácilmente movilizado. Bajo unas condiciones ambientales adecuadas (un clima contrastado de fuerte estacionalidad hídrica con momentos de lluvias intensas alternantes con otros de sequía) las aguas caídas en las cabeceras de los relieves montañosos se encontraron con este voluminoso *stock* de material suelto o fácilmente movilizable; y se encontraron además con un importante desnivel creado y mantenido por la tectónica. Ello, unido a la presencia de cabeceras preexistentes provocó una relativa canalización de los caudales hídricos, que movilizaron y desplazaron estas masas de derrubios de forma torrencial, concentrada y violenta y las depositaron y desparramaron al pie de las elevaciones montañosas, formando abanicos o conos torrenciales con vértices o ápices bien marcados. Se puede añadir además que a diferencia del borde Sur del Sistema Central, donde se ha señalado la existencia de varios niveles de raña sucesivos puestos en relación con la actividad tectónica (PÉREZ GONZÁLEZ y GALLARDO DÍAZ, 1987), en el borde Norte sólo se reconoce un único nivel o generación de raña, aunque procedente de varios ápices o cabeceras situados a diferentes alturas. Todo indica, por lo tanto, que la dinámica fluvio-torrencial que originó y construyó las rañas de Rianza tan sólo tuvo una fase de funcionamiento y ésta se desarrolló en toda el área bajo unas mismas condiciones ambientales.

Como consecuencia del accionamiento y el eficaz arrastre de este material, las cabeceras montañosas de los ríos quedaron tras la morfogénesis de las rañas básicamente vacías y limpias de formaciones detríticas; de este modo las aguas procedentes de nuevas e intensas precipitaciones caídas en las altas laderas de la sierra pudieron concentrarse y canalizarse en ellas y, al llegar a los conos o abanicos anteriormente contruidos, comenzarían a incidir y encajarse sobre ellos. Esta incisión se realizó en un conjunto de cauces cuyo trazado está controlado por la propia morfología en planta típica de estas formas de acumulación detrítica, que relacionan perfiles radiales longitudinales cóncavos y perfiles radiales transversales convexos y donde la altura disminuye del radio central hacia los bordes. De esta forma, los ápices de los abanicos actuaron como sectores de difluencia de las aguas, canalizándolas sobre los bordes o extremos del mismo e iniciando así el encajamiento propiamente dicho de la red fluvial cuaternaria.

En suma, los ríos funcionaron en un primer momento (antes de su definitiva canalización) como colectores torrenciales, evacuando importantes masas de material preexistente. En esta fase y ante el volumen de material suelto disponible, los cursos de agua trabajaron como torrentes depositando al pie de la sierra, o allí donde disminuyese la pendiente, los abanicos aluviales o conos torrenciales de la raña. Rápidamente -y prácticamente sin solución de continuidad- comenzó el encajamiento de la red fluvial, cuya

primera manifestación fue la removilización del propio material de la raña y la formación de las que se han denominado “terrazas altas”.

V.5.4. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS FORMACIONES ALUVIALES ALTAS

Los análisis sedimentológicos efectuados en las terrazas altas revelan que los recubrimientos detríticos que coronan sus superficies planas se relacionan claramente con procesos de arrastre y sedimentación efectuados por las aguas del Duratón-Cerezuelo y del Serrano en el momento inicial de la apertura de sus actuales valles. Las características granulométricas de la fracción gruesa de los distintos depósitos de estas terrazas reflejan una competencia de transporte importante y a la vez una buena capacidad de selección del material. Asimismo, del análisis de la fracción fina se deduce que en los tramos altos de los valles (inmediatos a la raña), donde la carga apenas ha sido movilizada, la sedimentación de los ríos se produce de forma caótica, carente de selección del material. En las terrazas algo más alejadas de la raña (depósito del río Cerezuelo), donde el material ha sido desplazado a una mayor distancia, sin embargo la sedimentación tuvo lugar en condiciones forzadas, probablemente relacionadas con pulsaciones o crecidas de los ríos pero que en algún momento y de forma más o menos brusca se produciría una retención o una rápida paralización de la fuerza de la corriente y la consiguiente deposición de la carga

Teniendo en cuenta la composición litológica todo parece indicar que el material de las terrazas altas, constituido en su gran mayoría por cuarzós, proviene fundamentalmente de la disección de la raña y de la removilización de sus materiales, de modo que el área fuente de estos altos niveles fluviales no es la propia sierra metamórfica, sino las acumulaciones detríticas y fácilmente movilizables de la raña (y secundariamente las facies miocenas rojas arcillo-arenosas, en las cuales la presencia del cuarzo es también muy significativa). La edificación de las terrazas altas de los ríos se produjo, pues, fundamentalmente mediante la disección, removilización y deposición a corta distancia de los cantos, arenas y arcillas de la raña. Esto corrobora las apreciaciones efectuadas en otros ámbitos territoriales similares, donde se establecen claras correlaciones sedimentológicas entre los cantos de la raña y sus depósitos fluviales inmediatos, siendo aquellos la principal fuente de alimentación de éstos (ASENSIO AMOR y VADOUR, 1979; PÉREZ GONZÁLEZ y ASENSIO AMOR, 1973; SANZ DONAIRE, 1986; PIMENTEL y AZEVEDO, 1990).

Todo ello explica los elevados índices de desgaste que presentan estas terrazas, cuyos valores -propios de accionamientos torrenciales- derivan en gran parte del hecho de que los procesos fluviales actuaron sobre cantos que ya tenían desgastes apreciables (medianas entre 170 y 186). De todas formas, el accionamiento fluvial debió ser de cierta energía, pues las terrazas inmediatas a la raña (depósitos del río Cerezuelo y del Serrano) ya arrojan valores

que superan los 200, e incluso el depósito del Duratón, situado a unos 10 km de las partes distales de la raña, ofrece valores de desgaste superiores a 300. Este desgaste de los cantos se incrementa además de forma notable con la distancia recorrida, como lo demuestra el elevado índice de redondeamiento que presentan los niveles encontrados en el macizo de Sepúlveda, asociados al encajamiento de las Hoces del Duratón, que siempre es superior a 300 (Md = valor mínimo de 307,7 y máximo de 387,1). Además este accionamiento fluvial destruyó por completo los cantos metamórficos, ya de por sí casi eliminados por el propio proceso de movilización que propició la sedimentación de la raña (al menos en sus partes distales). En este sentido, puede decirse que las terrazas altas se edifican básicamente con cantos de cuarzo y en menor grado de cuarcitas, la proporción de las cuales aumenta ligeramente de forma ocasional y puntual cuando los ríos atraviesan el macizo de Sepúlveda, gracias a aportes longitudinales provenientes de ríos tributarios que atraviesan el dorso de La Serrezuela y retoman allí materiales de los conglomerados cuarcíticos del Cretácico.

V.5.5. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS FORMACIONES ALUVIALES INTERMEDIAS

Los datos obtenidos del análisis sedimentológico de estas formaciones ponen de manifiesto que los ríos durante la sedimentación de las terrazas medias continúan teniendo una capacidad de arrastre importante, lo que les permite movilizar cantos con tamaños apreciables (la mediana del grano suele ser superior casi siempre a 40 mm y la clase modal reflejada en los histogramas suele ser 40-60 mm). El análisis de la fracción fina, aunque tan solo se ha realizado en dos depósitos, indica que es característica de acumulaciones en la transición entre forzadas y libres.

La composición litológica de la fracción gruesa sigue estando marcada por la presencia mayoritaria de cuarzós, lo que sobre todo es evidente en las terrazas medias de los valles abiertos de la cuenca sedimentaria (a excepción de tramo del San Juan en Villafranca, donde la proporción de cuarcitas aumenta debido a que son retomadas por este río al recorrer el frente de cuesta de Prádena y excavar los conglomerados cuarcíticos del Cretácico). En cambio, en los tramos en hoz la proporción de cuarcitas aumenta ligeramente, si bien nunca pasa del 20%, de modo que el cuarzo sigue siendo dominante. Su procedencia, además de la comentada para el río San Juan, son los aportes provenientes de la Serrezuela, transportados por el río de la Hoz y también por la propia excavación del río Caslilla y Duratón al atravesar los conglomerados mesozoicos cobijados en el pliegue en rodilla de Sepúlveda.

El grado de desgaste de las terrazas medias es bastante marcado: en las hoces de la rampa y en los valles abiertos de la cuenca -como se ha visto- las medianas oscilan entre 220 y 295, mientras que en los tramos de cañón u hoz del macizo de Sepúlveda siempre

superan los 300, evidenciando un claro incremento del redondeamiento de los cantos con la distancia.

En resumen, los datos obtenidos de análisis sedimentológico de las terrazas medias del Duratón y sus afluentes son característicos de accionamientos fluviales intensos, si bien, al igual que ocurre con las terrazas altas, hay que tener cierta cautela al interpretar estos resultados, ya que se trata de un material retomado por los ríos y que por tanto conserva características derivadas de dinámicas anteriores. En todo caso, las características de las terrazas medias presentan una cierta continuidad o analogía con las de las terrazas altas, indicando que la procedencia principal del material sigue siendo la raña, pero cada vez con más elementos procedentes de las formaciones miocenas.

V.5.6. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS FORMACIONES ALUVIALES BAJAS

Los análisis sedimentológicos de las terrazas bajas muestran, en resumen, una fracción gruesa en la que la litología está más diversificada. Aunque esto no sucede en el valle del Serrano, donde los cuarzos y en menor medida las cuarcitas siguen siendo prioritarios, en el valle del Duratón y en el del Cerezuelo el cuarzo deja de ser casi exclusivo y coexiste con cantos de pórfidos filonianos y rocas metamórficas. La granulometría describe un material seleccionado, compuesto por cantos pequeños y medianos, pero con medianas de grano moderadamente altas (casi siempre superiores a 40 mm), un máximo en el histograma marcado en la fracción 40-60 mm y centilos de tamaño elevado. La fracción arenosa, por su parte, describe básicamente curvas parabólicas, con cierta tendencia a sigmoidales en su parte superior, indicativas de una clasificación regular del material y que se relacionan con una sedimentación forzada del material, donde los elementos más gruesos han quedado retenidos, mientras que los más finos han continuado su transporte. Respecto a las características morfométricas de la fracción gruesa, resalta el valor mediano particularmente alto del índice de desgaste en todos los depósitos, que oscila entre 245 y 307 en los valles de la cuenca y entre 325 y 333 en los niveles de las hoces del macizo de Sepúlveda, que podrían ser indicativos de accionamientos violentos, aunque hay que tener en cuenta de nuevo que los materiales transportados por los ríos son heredados de otras dinámica sedimentaria. Finalmente, las medidas de los índices de aplanamiento, relativamente altas en muchos depósitos (entre 1,85 y 1,97), parecen deberse a la fragmentación de los cantos durante su transporte.

Todo indica que ya el ámbito de procedencia del material, es decir la fuente de alimentación de carga de los ríos, está constituido básicamente por los depósitos miocenos y en mucha menor medida por la raña. Durante la génesis de estos niveles aluviales bajos gran parte de los materiales se incorporan a la carga fluvial por la propia zapa lateral de los cursos,

los cuales en su desplazamiento lateral arrancan partículas y masas de las laderas de sus valles, modeladas sobre las facies miocenas. Y hay que recalcar que -tal como se aprecia en la cartografía- el desplazamiento lateral de algunos ríos al atravesar la cuenca sedimentaria ha sido muy importante hasta el punto de que, como ocurre en el caso del Duratón, ha tenido como consecuencia la destrucción de las terrazas altas y parcialmente de las medias del valle inmediato del río Serrano (de modo que estos aluviones, ya bastante desgastado por la anterior dinámica fluvial, son retomados e incorporados a la carga fluvial del indicado río Duratón).

La interpretación de los datos sedimentológicos indica en principio una dinámica fluvial caracterizada por una competencia apreciable de los cursos de agua, los cuales son capaces de arrastrar elementos de un cierto calibre (como lo indican las medianas del grano de los depósitos). No obstante, según se desprende de la forma más característica de las curvas acumulativas, la dinámica fluvial no es continua ni presenta caudales de agua homogéneos sino que el arrastre de los materiales se relaciona más con pulsaciones energéticas de la corriente, durante las que se produce una movilización de la carga, que es sedimentada en el momento en que produce una disminución brusca de la competencia o de la fuerza de la corriente. Estos accionamientos violentos, probablemente de corta duración, pueden sin embargo llevar a cabo un apreciable desgaste de los cantos, que se suma al que estos conservan de las acciones de arrastre y sedimentación previas.

V.5.7. SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO DE LAS FORMACIONES DE FONDO DE VALLE

A tenor de los resultados de los análisis sedimentológicos de los depósitos del fondo de los valles puede interpretarse que la dinámica reciente de los ríos es de competencia apreciable, incluso elevada, y bastante similar a la responsable del modelado de las terrazas bajas, apreciándose no obstante claras diferencias en el comportamiento de los ríos dentro de la cuenca terciaria y en los tramos en hoz, en este caso en las Hoces del Duratón. Esta interpretación debe ser matizada -como se ha venido haciendo- por el hecho de que las características de los cantos y de los demás componentes de los depósitos aluviales no derivan exclusivamente de la dinámica fluvial reciente, sino del trabajo previo de otras fases de actividad fluvial y de otros procesos.

La composición litológica de los fondos aluviales está más diversificada en los valles de la cuenca, pero se aprecian algunas diferencias en los valles del Serrano y del Duratón. En el tramo alto del valle del Serrano los cuarzos, aunque son dominantes, se combinan con rocas metamórficas (especialmente esquistos), pero los primeros se incrementan progresivamente con la mayor distancia recorrida como consecuencia de la destrucción de los elementos metamórficos. En el valle del Duratón, por su parte, los depósitos están constituidos

fundamentalmente por tres litologías sin que se aprecien grandes variaciones en los diferentes tramos del valle; los cuarzos suelen representar el 50% del total y el resto se reparte de forma aproximada entre rocas metamórficas y filonianas. Finalmente en el tramo de las Hoces del Duratón dominan dos grupos litológicos: los cuarzos y las calizas. Los primeros forman parte de los aportes longitudinales del los tramos de valle de la cuenca, mientras que los segundos provienen de aportes laterales de las propias paredes o vertientes del cañón; y, a medida que se desciende hoz abajo, la presencia de cuarzos disminuye al tiempo que la de calizas aumenta.

Los histogramas granulométricos obtenidos en los fondos de los valles abiertos de la cuenca, aunque son cortos y corresponden a depósitos seleccionados (al estar constituidos básicamente por cantos pequeños y medianos), muestran sin embargo medianas de grano elevadas (se sitúan por encima de 51 mm) y un máximo en el intervalo 40-60 mm, sin que se observe una clara granoselección del material con la distancia recorrida. Por el contrario, en el tramo de las Hoces del Duratón, el material es mucho más homométrico, con medianas de grano más reducidas y un máximo en el histograma en la clase 20-40 mm, pero el rasgo más característico es la apreciable granoselección de los depósitos a lo largo del perfil longitudinal de la corriente. Por su parte, la granulometría de la fracción arena de los depósitos de los valles abiertos describe fundamentalmente curvas acumulativas de aspecto parabólico, propias de acumulaciones forzadas, mientras que en las Hoces del Duratón, las curvas son mayoritariamente sigmoidales propias de acumulaciones depositadas libremente.

Finalmente, las características morfométricas de los cantos muestran, de un lado, un grado de desgaste elevado, con valores que oscilan en los valles de la cuenca entre 240 y 291,7 y en las hoces entre 250 y 304,3, sin que se observen apenas diferencias ni un aumento del desgaste con la distancia (a excepción del valle abierto del Serrano); y de otro lado, unos valores de aplanamiento más altos en los valles de la cuenca que en el tramo en hoz, lo que parece indicar un accionamiento más violento de los ríos en la cuenca terciaria.

La variedad litológica, la elevada mediana del grano y la escasa granoselección que presentan los depósitos de fondo de los valles en su trayecto por la cuenca se podrían relacionar con una alimentación proveniente fundamentalmente de aportes laterales de las vertientes modeladas sobre el relleno mioceno de la cuenca. El desplazamiento lateral de los ríos no sólo zapa la base de estas vertientes, incorporando materiales al fondo del cauce de los mismos, sino que también las mantiene muy activas y propicias para que diversos procesos coluviales suministren continuamente abundantes materiales. Está alimentación se produce en cualquier tramo de los valles, de modo que la evolución granulométrica de los depósitos (así como la de los caracteres morfométricos, en especial el desgaste) se puede ver interrumpida o alterada a lo largo de todo el perfil longitudinal por los frecuentes aportes laterales incorporados a la carga fluvial.

Al llegar la carga de los ríos a los tramos en hoz, donde cambia la hidrodinámica fluvial, se produce una creciente selección del material en función de la competencia de la corriente, de modo que paulatinamente disminuye la mediana del grano de los depósitos, al tiempo que descienden en proporción los grupos litológicos provenientes de los aportes de la cuenca miocena. Por su parte, el funcionamiento de los ríos en el momento de depositar la carga muestra igualmente sensibles diferencias: así, las curvas acumulativas de los depósitos de la cuenca, generalmente parabólicas, están más relacionados con accionamientos violentos o enérgicos capaces de arrastrar gran cantidad de materiales durante un intervalo corto pero que rápidamente disminuye o se paraliza, dando lugar a una sedimentación forzada de los materiales más groseros, mientras que por su parte la granulometría de los depósitos de las hoces se expresa en curvas acumulativas de tipo sigmoidal, más relacionados con caudales homogéneos y corrientes más o menos constantes, capaces de ir depositando los materiales a medida que disminuye la competencia.

En líneas generales, respecto a la sedimentación de los distintos niveles fluviales, puede concluirse, como ha sido puesto de manifiesto en otros valles del borde Sur del Sistema Central (PÉREZ GONZÁLEZ y ASENSIO AMOR, 1973; ASENSIO AMOR y GONZÁLEZ MARTÍN, 1977; GONZÁLEZ MARTÍN y ASENSIO AMOR, 1983, 1985, 1986a), que el transporte de los aluviones y las condiciones de sedimentación de los diferentes niveles de terrazas pudieron ser bastante semejantes y sin apenas diferencias acusadas.

CAPITULO VI

INTERPRETACION GLOBAL DE LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS VALLES

La finalidad de este apartado, con el que concluye la investigación, es responder partiendo de todos los datos y análisis expuestos en los capítulos precedentes al último de los objetivos inicialmente propuestos: explicar la evolución geomorfológica de los citados ríos Duratón, Serrano, Cerezuelo, Caslilla y San Juan. La apertura y el modelado de sus valles se ha realizado a lo largo del Cuaternario, en un intervalo de tiempo en torno a los 2 millones de años, desde el Plio-pleistoceno hasta la actualidad. Pero resulta imprescindible exponer, como punto de partida, los acontecimientos geológicos y geomorfológicos anteriores que generaron y configuraron el relieve previo a la morfogénesis fluvial y evaluar su influencia en el encajamiento y la evolución morfológica relacionada con ella.

VI.1. EL RELIEVE PREVIO A LA INSTALACIÓN DE LA RED HIDROGRÁFICA

Conforme a lo dicho, en este capítulo se pretende interpretar de forma breve los procesos fundamentales que construyeron el relieve sobre el que se encaja la red hidrográfica articulada en torno al Duratón, haciendo especial hincapié en las implicaciones o consecuencias geomorfológicas que dichos acontecimientos tuvieron en la creación y organización de las morfoestructuras.

La interpretación de la evolución morfoestructural del Sistema Central y de las cuencas aledañas ha dado lugar desde hace tiempo a diversos modelos explicativos, que se han elaborado básicamente teniendo en cuenta las fases tectónicas del ciclo alpino, la sedimentación correlativa al levantamiento del conjunto montañoso y los ambientes climáticos. Algunos de estos modelos tienen un carácter general y proponen un esquema evolutivo referente a las principales líneas del relieve del Sistema Central (SCHWENZNER, 1936; BIROT y SOLÉ SABARÍS, 1954); otros, aunque se refieren a un sector concreto, se hacen luego extensivos al resto del sistema montañoso (PEDRAZA, 1978); y finalmente la mayor parte de ellos se centran en territorios o tramos concretos de éste, aportando una interpretación de la evolución del relieve en cada uno de ellos (GLADFELTER, 1971; LÁZARO OCHAITA, 1977; VAUDOUR, 1979; SANZ DONAIRE, 1986; SANZ HERRÁIZ, 1988; FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988a; GUTIÉRREZ NEVADO, 1998b; CASCOS MARAÑA, 1991; BAREA, 2001).

Aunque en este trabajo no es un objetivo prioritario exponer y analizar cada uno de estos modelos, para lo cual pueden consultarse las valiosas síntesis realizadas en algunas publicaciones (GARZÓN *et al.*, 1982; SANZ HERRÁIZ, 1988; PEDRAZA, 1994b; PEDRAZA y CARRASCO, 1999), es necesario contar con ellos ya que constituyen una referencia primordial de partida. No se entrará sin embargo en detalles comparativos, salvo excepciones, ni se tratará de constatar si las morfoestructuras definidas en cada uno de ellos coinciden con las que se han definido en este trabajo, pues ello hubiera supuesto un análisis

más minucioso de la evolución cenozoica, lo cual no se ha planteado como objetivo prioritario.

VI.1.1. LA TECTÓNICA ALPINA: LA CONSTRUCCIÓN DE LAS GRANDES MORFOESTRUCTURAS.

Como ha quedado ampliamente desarrollado en el capítulo referente la mofotectónica alpina, los primeros esfuerzos compresivos de cierta importancia se manifiestan desde el Eoceno medio hasta el Oligoceno superior-Mioceno inferior en respuesta al campo de esfuerzos N-S derivado de la compresión Pirenaica (DE BRUIJNE y ANDRIESEN, 2002), que incluye en el interior peninsular las denominadas fases Ibérica y fase Altomira (CAPOTE *et al.*, 1990). Como consecuencia de ellos en el área correspondiente al Sistema Central se activa un sistema de fallas de desgarre, heredadas de las direcciones variscas o hercínicas, que definen una zona de cizalla transpresiva. Se inicia así el levantamiento tectónico, que se materializa en el relieve en un abombamiento de gran radio y deforma suavemente la cobertera cretácica que descansaba por entonces sobre los materiales del zócalo. En el área de estudio, los terrenos afectados por una mayor elevación sufren una erosión sin y postorogénica relativamente importante que se traduce en la generación de abanicos aluviales constituidos por los derrubios que provenían del desmantelamiento inicial de las capas carbonatadas cretácicas, los cuales aparecen como conglomerados localizados a modo de orla en los bordes de los actuales macizos calcáreos del piedemonte de Prádena y de Sepúlveda.

Pero es, sin duda, a partir del Mioceno medio cuando comienza a intensificarse la actividad tectónica, ahora en relación con la compresión Bética que induce un cambio en el régimen del campo de esfuerzos, el cual pasa a tener una dirección NNW-SSE y en el interior peninsular se refleja en las denominadas fase Guadarrama -o fase Neocastellana-, y fase Torrelaguna (DE BRUIJNE y ANDRIESEN, 2002, DE VICENTE *et al.*, 1994, 1996b; CAPOTE *et al.*, 1990). Las dislocaciones heredadas del régimen compresivo anterior pasan a actuar como fallas inversas o cabalgamientos, derivándose de ello el levantamiento enérgico y la articulación prácticamente definitiva del Sistema Central, que queda definido como un complejo morfoestructural de tipo “block mountain”: es decir como un conjunto de bloques seriados, limitados por fallas, que han jugado en la vertical y también en la horizontal (PEDRAZA, 1994a, 1999), los cuales desde un punto de vista de su estilo tectónico se han interpretado recientemente como estructuras en *pop-up* (“unidades de extrusión tectónica” o “horsts cabalgantes”).

Puede decirse que en el área de estudio estos esfuerzos tectónicos -en especial los activos durante el Mioceno medio-superior (intra-aragonienses) y asociados a la fase Guadarrama- provocan el levantamiento del gran conjunto montañoso de Somosierra, que queda estructurado como un bloque elevado complejo del indicado tipo *pop-up* limitado por fallas

inversas. Y se da la circunstancia de que el contacto de esta unidad elevada con la cuenca sedimentaria que se está formando en su borde N es complejo, ya que se organiza a su vez en una serie de elementos menores delimitados tectónicamente por una serie de cabalgamientos imbricados que afectan al basamento y generan pliegues monoclinales en el tegumento cretácico y paleógeno (DE VICENTE *et al.*, 1994, 1996a, 2004). Estos accidentes tectónicos, basculados principalmente hacia el SE y que forman las morfoestructuras plegadas del piedemonte de la sierra y del macizo de Sepúlveda, terminan en el gran cabalgamiento del Macizo de Honrubia o de la Serrezuela, por delante del cual se extiende ya la cuenca sedimentaria del Duero propiamente dicha.

VI.1.2. EL CICLO SEDIMENTARIO NEÓGENO Y SU CULMINACIÓN: LA FORMACIÓN DE LA SUPERFICIE DE COLMATACIÓN MIOCENA.

La elevación del *pop-up* de Somosierra, alrededor de 800-1000 m, sobre las estructuras que conforman el piedemonte y el macizo de Sepúlveda supuso la activación de un importante ciclo sedimentario a lo largo de los tiempos miocenos relacionado con la erosión coetánea y posterior a dicha elevación (GARZÓN *et al.*, 1982; PEDRAZA *et al.*, 1994). La energía potencial derivada del relieve levantado por la tectónica, junto con unas condiciones climáticas cálidas con fuertes periodos de aridez pero con precipitaciones concentradas e intensas (PORTERO *et al.*, 1982) o tropicales con estaciones contrastadas (VAUDOUR, 1977, GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ VIDAL, 1978) propias de ambientes de sabana seca o espinosa (PEDRAZA, 1994), propician la instalación de torrentes en las altas laderas de esta montaña así como la actuación de la arroyada en manto. La actividad de ambos da lugar a la formación al pie de la montaña de grandes abanicos aluviales y/o mantos de arroyada coalescentes que producen el progresivo relleno de este borde de la cuenca sedimentaria, el cual está significativamente controlado por la variedad litológica de las áreas fuente (CORROCHANO y ARMENTEROS *et al.*, 1989; ARMENTEROS, 1986; CALVO *et al.*, 1993).

Estos abanicos aluviales o mantos de arroyada, que proceden por lo tanto de la erosión de las montañas del Sistema Central y de los relieves menores –estructuras plegadas del piedemonte y macizo de Sepúlveda–, generan extensos glaciares detríticos sumamente aplanados que presumiblemente llegaron a ocupar un área mucho mayor que la que representa en la actualidad la subcuenca sedimentaria de Sepúlveda-Ayllón. Puede interpretarse así que a finales del Neógeno estos glaciares detríticos conformarían una planicie de colmatación que, por un lado, podría enrasar con el piedemonte erosivo de Somosierra o lo fosilizaría parcialmente y, por otro, se prolongaría hasta el Macizo de Sepúlveda, el cual quedaría presumiblemente enterrado en su práctica totalidad bajo los sedimentos detríticos del relleno mioceno.

Para corroborar esta interpretación se ha realizado una estimación de la altura alcanzada por el relleno mioceno a partir de las alturas absolutas de las superficies culminantes de las estrechas mesetas o de las cumbres de los cerros modelados sobre él que se conservan en las actuales divisorias de aguas de la cuenca sedimentaria, considerando que constituyen el mejor referente morfológico de la topografía final del relleno terciario. Se ha observado así que las cotas más elevadas de estas altiplanicies y cerros se mantienen en torno a los 1100 m en las proximidades del enlace con el piedemonte, con el cual enrasan básicamente, y descienden suavemente con una pendiente de 0,21-0,30° hacia el centro de la cuenca. En función de estas cotas y asumiendo esta reducidísima inclinación puede afirmarse que el relleno neógeno llegó a rebasar notablemente los límites del área que actualmente ocupa, fosilizando la mayor parte de los relieves del Macizo de Sepúlveda. En efecto, partiendo de que los glaciares culminantes del relleno terciario arrancaban junto al piedemonte a 1100-1200 m y descendían suavemente con un gradiente aproximado del 1%, se puede estimar que a los 20 km en línea recta (coincidiendo con el borde meridional del Macizo de Sepúlveda, en el que se inscriben las Hoces del Duratón), la altura de estas superficies se habría reducido unos 200 m, situándose en torno a los 1000 m, de modo que al menos los relieves situados por debajo de dicha altura - entre los cuales se incluirían los surcos sinclinales de los pliegues- estaban soterrados por los sedimentos terciarios.

Puede decirse, en conclusión, que al final del ciclo de sedimentación neógena el territorio estudiado estaba configurado a modo de una superficie culminante de colmatación (“superficie de colmatación finiterciaria” de GARZÓN *et al.*, 1982 o “Superficie Culminante” de FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988). Dicha superficie arrancaría enrasando morfológicamente con los materiales más compactos y duros del borde del piedemonte y se extendería hacia el Macizo de Sepúlveda, el cual quedaría parcial y diferencialmente recubierto: sus márgenes oriental, occidental y su borde meridional estarían sumergidas bajo un importante espesor de materiales detríticos miocenos, mientras que su sector central, más levantado, emergería sobre ellos o, a lo sumo, estaría recubierto por un escaso espesor de sedimentos.

VI.1.3. EL INICIO DE LA EXHUMACIÓN DE LOS RELIEVES DEL PIEDEMONTES Y DEL MACIZO DE SEPÚLVEDA Y LA SEDIMENTACIÓN DE LA RAÑA.

Es lógico pensar que, incluso desde antes de la formación de la raña, los sedimentos deleznales y poco coherentes que constituían la superficie de colmatación comenzaron a ser desmantelados, iniciándose así la puesta al descubierto de los relieves fosilizados a los que se acaba de hacer referencia. Sin embargo, este proceso de exhumación alcanza un grado significativamente mayor de rapidez en el momento en que se inicia la instalación de la red fluvial. En todo caso, la exhumación inicial de los relieves calcáreos los expone a los procesos meteóricos, comenzando a ser afectados por los primeros procesos kársticos importantes que podrían datarse en los tiempos finales del plioceno inferior, tal como se ha interpretado en los

macizos kársticos situados a ambos lados del Sistema Central (BAREA, 2001; 2002; BAREA *et al.*, 1999, 2002a).

Pero el episodio geomorfológico más importante en la elaboración del relieve inmediatamente anterior a la instalación de la red fluvial actual es la génesis de la raña, la cual puede interpretarse también en cierto modo como una fase inicial de la misma.

El establecimiento del sistema de drenaje exorreico en la cuenca del Duero se ha relacionado con algunos factores de carácter regional, entre los cuales destaca por su importancia su apertura hacia el Atlántico. Este paso de un régimen endorreico a otro exorreico supone también un descenso del nivel de base y por tanto un incremento muy significativo del gradiente de energía del flujo, cuya consecuencia es la progresiva incisión de la escorrentía en la depresión interior provocando el avance y el encajamiento de sucesivos mantos aluviales, los cuales estarían representados por la raña y por las terrazas encajadas a partir de ella (MARTÍN-SERRANO, 1988a,b, 1991, 1999). Podría decirse que los depósitos de raña constituyen los primeros depósitos exorreicos, representando el vínculo entre el final del relleno y el comienzo de la apertura de la cuenca del Duero (ALONSO ZARZA *et al.*, 2002).

En principio, la deposición de la raña en el borde N de Somosierra constituye un evento no generalizado sino local, ya que solo ocurre en el sector oriental del citado borde, es decir en el frente de los relieves de la Cuerda de la Pinilla, mientras que en el resto del conjunto montañoso no se da. Varios hechos parecen influir tanto en su ubicación local como en la configuración en cono detrítico que presenta. En primer lugar está la diferente composición litológica: las sierras del sector occidental están constituidas por diferentes facies de gneises, mientras que en la más oriental Cuerda de la Pinilla afloran esquistos, micaesquistos, cuarcitas y cuarzos, cuya presencia -en especial la de estos dos últimos materiales- se encuentra estrechamente ligada con los depósitos de raña hasta el punto de que la formación de éstos siempre se asocia a la presencia de conjuntos montañosos donde existen estas litologías. Y en segundo lugar influye el hecho de que las cabeceras de los sistemas de escorrentía funcionaron de forma diferente en estos conjuntos montañosos desde la sedimentación miocena hasta los primeros momentos de instalación de las redes fluviales: en el conjunto de La Pinilla se produjo desde muy pronto la excavación de cabeceras que funcionaron como cuencas de recepción que favorecieron la génesis de abanicos aluviales o conos de deyección, mientras que en los relieves montañosos de Cerezo de Abajo y Prádena -como puede incluso verse en la actualidad- las vertientes son cortas y bastante regulares, sin que los ríos o arroyos apenas se hayan encajado. En consecuencia, las cabeceras o cuencas de recepción preestablecidas de las laderas de La Pinilla sirvieron de base o marco para la formación del cono detrítico de la raña e incluso después, en el Cuaternario, su configuración topográfica junto con su altitud y su orientación permitió el desarrollo de pequeños circos glaciares.

Puede concluirse, pues, que las cabeceras de los actuales ríos Riaza, Serrano y Cerezuelo se encontraban ya relativamente bien marcadas durante el ciclo sedimentario iniciado con el levantamiento fundamental del Sistema Central, lo que explica que la sedimentación de esta época se produjera en ellos mediante el arrastre y desalojo de grandes volúmenes de material rápidamente depositados a la salida del canal de desagüe, es decir al pie de los relieves montañosos, como grandes abanicos aluviales, que son los que representan en la actualidad las facies rojas miocenas de Castillejo de Mesleón-Soto de Sepúlveda. De este modo, la posterior deposición de la raña como un gran abanico aluvial o cono detrítico aprovecha esta “infraestructura morfotopográfica” y viene a representar un episodio notablemente análogo a los anteriores.

En cuanto al origen del material de la raña, ya se han expuesto en el capítulo correspondiente las diferentes opiniones al respecto. Para muchos autores la presencia de los cantos silíceos se relaciona con un nuevo pulso tectónico (DE VICENTE *et al.*, 2004; FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988; MARTÍN ESCORZA 1977), capaz de provocar como consecuencia de la reactivación de las fallas la fragmentación del roquedo (FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE, 1985). Pero también algunos investigadores han señalado la presencia en los tiempos de transición del Plioceno al Cuaternarios de una crisis climática de carácter frío, la cual -teniendo en cuenta la altitud de estas sierras, superior a los 2000 m- pudo favorecer una intensa actuación de la crioclastia capaz igualmente de preparar el material detrítico que luego sería movilizado. El arrastre y la sedimentación de la raña sería, para los primeros, el resultado de una reactivación tectónica relacionada con la actividad de fallas de desgarre e inversas que se concentraría en enclaves favorables (DE VICENTE *et al.*, 1996a, 2004), mientras que, para los segundos, su desarrollo estaría en relación con las primeras fluctuaciones climáticas pleistocenas, suficientes para activar procesos capaces de desalojar el material sin que sea necesaria una intervención prioritaria de la tectónica. En todo caso, existe acuerdo en que se trata de un accionamiento torrencial que extiende y acumula el material detrítico en el piedemonte y en la cuenca sedimentaria formando dos amplios conos detríticos coalescentes, cuyos respectivos ápices se sitúan a diferentes alturas (FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE, 1985; GUERRA *et al.*, 2000).

Las observaciones morfotopográficas y los resultados de los análisis sedimentológicos permiten extraer las siguientes consideraciones sobre la raña del N de Somosierra:

- La formación sedimentaria descansa indistintamente sobre los materiales del zócalo y sobre las facies rojas miocenas.
- La existencia previa de cuencas con cabeceras bien marcadas en los bordes montañosos del sector oriental de Somosierra favorece la acumulación del material detrítico y su posterior arrastre relativamente encauzado.

- La sedimentación se realiza en un único episodio, pero en forma de abanicos con ápices situados a diferentes alturas, lo que contrasta notablemente con lo que ocurre en el borde Sur donde se han reconocido varios niveles de raña, a los que se relaciona con diferentes episodios de actividad tectónica (PÉREZ GONZÁLEZ y GALLARDO, 1987; FERNÁNDEZ CABALLERO y SANZ DONAIRE, 1985).
- Las partes distales de la raña, que se alejan por término medio unos 10 km, terminan en frentes que destacan algunos metros. Ello permite aseverar que su extensión no sobrepasó los límites actuales, pero no aclara si el modelado de los abanicos detríticos es el episodio final del relleno de las cuencas o el episodio inicial del establecimiento de los depósitos relacionados con la instalación de las redes fluviales. No obstante, la conservación de los indicados frentes apoya más bien la idea de que tras la construcción del abanico de raña, casi sin solución de continuidad, comenzó a encajarse la red fluvial.

A modo de conclusión, puede decirse que los ríos propiamente dichos establecidos sobre cauces bien definidos comienzan a encajarse y a excavar sus valles en un territorio que presentaba las siguientes características: El piedemonte o rampa de Prádena y de Cerezo de Abajo, en el sector occidental, se definía como un amplio glacis de erosión sobre materiales metamórficos (en concreto ortogneises), desprovisto de cobertera detrítica terciaria, mientras que el piedemonte oriental o piedemonte de La Pinilla estaba cubierto por una cobertera detrítica miocena de reducido espesor, a la cual se superponía el cono detrítico de la raña, cuyos sectores distales definían -como se ha señalado- un frente claro sobre los propios depósitos miocenos. Desde el borde de estos piedemontes se extendía una superficie de colmatación muy escasamente afectada por la erosión desarrollada sobre formaciones poco coherentes en disposición básicamente aclinal, definiendo desde el punto de vista geomorfológico la cuenca o depresión sedimentaria marginal de Sepúlveda-Ayllón. En función de los valores de altura de los cerros o altiplanicies conservados en la parte más elevada de los interfluvios (1090-1105 m) se deduce que esta superficie de colmatación neógena llegaba a rebasar notablemente los límites del área que actualmente ocupa, llegando a extenderse y a fosilizar ampliamente el Macizo de Sepúlveda. En alguna áreas próximas, en concreto al W de la provincia de Segovia donde también se da la circunstancia de que existe un macizo satélite (el Macizo de Santa María la Real de Nieva) separado de la sierra de Guadarrama por un estrecho corredor que forma parte de la cuenca del Duero, se ha interpretado también que al comenzar la instalación de la red hidrográfica, en el Pleistoceno inferior, el citado macizo se encontraba recubierto por los sedimentos terciarios (FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988a; PALOMARES *et al.*, 1992a; 1992b).

VI.2. LA INSTALACIÓN Y EL ENCAJAMIENTO DE LOS RÍOS Y SUS CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS Y MORFOCLIMÁTICOS

Los ríos propiamente dichos, que se encuentran hoy articulados en torno al Duratón, se establecen en consecuencia inmediatamente después a la sedimentación de la raña encajándose en el relieve previo que se acaba de describir.

VI.2.1. EL MARCO LITOLÓGICO INICIAL.

El encajamiento y la evolución posterior de los ríos está condicionada de forma decisiva por el tipo y las características del material sobre el que éstos comienzan a excavar sus valles. Como se ha dicho, el río Duratón y sus principales afluentes, tras nacer y discurrir inicialmente en la Somosierra, penetran y se encajan en un territorio compuesto por un primer sector -correspondiente al piedemonte o rampa de la sierra- constituido básicamente por una alternancia de afloramientos calcáreos y gneísicos-graníticos y un segundo sector correspondiente a una planicie de colmatación, donde afloran formaciones de calibre medio, sueltas o ligeramente cementadas. De este modo, incidieron en primer lugar sobre materiales duros y competentes basculados suavemente hacia el SE, las características litológicas y tectónicas de los cuales condicionaron la apertura de valles básicamente rectilíneos, como lo demuestra el trazado de la hoz de Casla (salvo en su terminación) y el de la de Prádena, así como el de la garganta de Valdeobispo.

Este trazado escasamente sinuoso de los tramos inmediatos al pie de la Sierra contrasta notablemente con el que los mismos cursos de agua presentan cuando circulan sobre materiales de idéntica naturaleza en sus tramos más alejados de él, donde los valles presentan un dibujo relativamente sinuoso e incluso meandriforme, como ocurre en el cañón de Castroserna de Abajo y, sobre todo, en el macizo de Sepúlveda, dentro de cuyo ámbito los valles presentan un trazado marcadamente meandriforme, tal como puede apreciarse en la hoz de la Presa del Barrio, en la hoz-combe de Sepúlveda o del Caslilla y en las Hoces del Duratón. Esta aparente anomalía tiene explicación si se tiene en cuenta que los ríos, tras atravesar los materiales del piedemonte, discurrieron y realizaron inicialmente su labor de modelado sobre el recubrimiento detrítico neógeno que por entonces cubría parcialmente algunos sectores de aquél y además fosilizaba ampliamente el Macizo de Sepúlveda, al menos su borde meridional y las cubetas o surcos sinclinales asociados a los pliegues.

Está claro que la mayor parte de los tramos de valle excavados por los ríos en el macizo de Sepúlveda y en el sector del piedemonte más alejado del borde de la Sierra, lo hicieron inicialmente sobre esta cobertera detrítica constituida por formaciones relativamente sueltas y poco coherentes, que enmascaraban o fosilizaban el relieve subyacente. Puede así

concluirse que los cursos fluviales se encajaron, localmente en el piedemonte y totalmente en el macizo de Sepúlveda, mediante un proceso de sobreimposición o epigénesis.

VI.2.2.1. La influencia de la litología a lo largo del modelado de los valles.

El primer factor de diferenciación morfológica de los valles es sin duda la influencia de los caracteres litoestructurales de los materiales sobre los que van actuando los procesos de modelado, los cuales se han agrupado en una serie de complejos morfolitológicos. La respuesta diferencial de cada uno de ellos a las acciones de excavación de los lechos, así como a la meteorización y a la dinámica de vertientes, se manifiesta en morfologías particulares y claramente distintas en cada uno de ellos. Ello ha permitido realizar una primera y fundamental diferenciación de los valles en los cuatro tipos que han guiado el desarrollo de los apartados anteriores: *Valles de tipo cañón u hoz*, *Valles de tipo garganta*, *Valles de tipo nava* y *Valles abiertos*.

También la morfología de detalle de cada uno de estos valles refleja la actuación más o menos eficaz de los procesos geomorfológicos en función del control ejercido por la litología. Puede decirse en definitiva que la variedad litológica de los materiales aflorantes en el área de estudio es la responsable fundamental de las diferencias morfológicas apreciables en los valles que en él se encuentran.

VI.2.3. LA INFLUENCIA TECTÓNICA.

La tectónica también ha jugado un papel importante en el trazado de los ríos y en el modelado final de sus respectivos valles y su influencia se manifiesta tanto a escala regional como local. Esta influencia puede ser, por un lado, de carácter pasivo o estructural y, por otro, de carácter directo o activo.

VI.2.3.1. Controles tectónicos indirectos o pasivos

La dirección general de los ríos del borde N del Sistema Central en su tramo segoviano, en particular la del Duratón y la de sus afluentes, es SSE-NNW y, según las interpretaciones más recientes, está controlada por fallas de desgarre (o fallas *transfer* dextrales) de rumbo N 130-150° E relacionadas principalmente con la fase tectónica “Guadarrama” de la orogenia alpina (FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988a; BABIN VICH y GÓMEZ ORTÍZ, 1997). No obstante esta dirección general de los ríos se modifica localmente, lo que puede igualmente relacionarse con la disposición tectónica particular

del territorio estudiado, tal y como se ha puesto de manifiesto al analizar las características morfométricas de los ríos.

Este control ejercido por las estructuras tectónicas locales (fallas inversas y cabalgamientos que afectan al basamento y al tegumento cretácico) se traduce en una adaptación de los cursos a estos accidentes, incluso con independencia de que en ocasiones aún estén fosilizados por el recubrimiento detrítico neógeno. En efecto, es significativo en este sentido que, teniendo los valles -como se acaba de indicar- una dirección básica SSE-NNW, la abandonen localmente después de atravesar las charnelas anticlinales asociadas a los pliegues que afectan al tegumento cretácico, para circular durante algún trecho según un rumbo subsecuente. Esto puede observarse con cierta claridad en el río Duratón, el cual tras atravesar el pliegue asociado al cabalgamiento o falla inversa de Sepúlveda define un curso subsecuente adaptado durante varios kilómetros a dicho accidente tectónico; y algo similar ocurre con el río Caslilla en su terminación, donde prácticamente se encaja entre las charnelas anticlinal y sinclinal de este mismo pliegue, modelando la combe de Sepúlveda. Puede observarse igualmente en la hoz abierta de San Miguel de Neguera, en el tramo en el que el río San Juan discurre adosado al sinclinal en la terminación occidental del pliegue en rodilla de Sepúlveda. Y también se aprecia en el propio río Caslilla aguas abajo de la flexión anticlinal de la Urbanización de Los Cortos, situada en la parte final de la hoz de Casla, donde, tras fluir con una dirección S-N, adopta un rumbo ESE-WNW, coincidente con el del eje de la charnela del sinclinal inmediato a dicha flexión; la diferencia de este último caso es que aquí la citada charnela sinclinal está aún fosilizada por materiales neógenos de la “facies de Santa Marta del Cerro”. Por su parte el río Cerezuelo, tras atravesar la falla o cabalgamiento del borde N de Somosierra, entre Cerezo de Arriba y Cerezo de Abajo, discurre más o menos paralelo a dicho accidente, poniendo de nuevo en evidencia que existe un cierto control estructural capaz de condicionar en algunos sectores el trazado de la red de drenaje.

Dentro de un contexto regional, la culminación en torno al año 1980 de los estudios acerca del espesor y la disposición del relleno terciario en la fosa del Duero y el conocimiento relativamente preciso de la topografía de su basamento ha permitido conocer el carácter significativamente asimétrico de esta cuenca sedimentaria: los márgenes Sur y Oeste experimentaron subsidencia a favor de sistemas de fallas de salto moderado que producen un escalonamiento de los bloques, mientras que en los bordes septentrional y oriental dicha subsidencia se relaciona con la actividad de fracturas de gran salto vertical, como consecuencia de lo cual el fondo de la cuenca se hunde progresivamente hacia el Norte y Este (ALONSO GAVILÁN *et al.*, 2004). Asimismo, los mapas de isobatas del citado relleno sedimentario y las medidas de la inclinación de las capas que lo forman ponen de manifiesto cómo el sector más profundo y subsidente de la cuenca se localiza en el extremo oriental de la misma, concretamente en la parte Sur de la provincia de Burgos (eje Burgos-Baltanás-Aranda de Duero), donde la base del terciario se encuentra 2.500 m

mas profunda que en la parte occidental y cómo incluso los estratos miocenos más recientes registran leves buzamientos que convergen hacia el indicado “depocentro” o eje de máxima subsidencia. Y es evidente que los ríos objeto de análisis se encuentran relativamente cerca de dicho eje de subsidencia y que han modelado valles marcadamente disimétricos que se han desplazado hacia él.

VI.2.3.2. Controles tectónicos directos o activos

Las interpretaciones más recientes -como se ha señalado en capítulo referente a la Tectónica Alpina- están de acuerdo en que la actividad relacionada con esta tectogénesis migró desde el borde Norte del Sistema Central Español hacia el borde Sur, donde aún mantiene una cierta vigencia, como se ha demostrado en diversos estudios acerca de la cuenca de Madrid (DE VICENTE *et al.*, 1996c; ANDEWEG, 2002, DE BRUIJNE y ANDRIESEN, 2000, 2002). Corroborando esto se ha señalado así mismo que la sismicidad en el interior peninsular muestra amplias zonas asísmicas en el sector centro-oriental de la Meseta y en la cuenca del Duero (ANDEWEG, 2002; ANDEWEG *et al.*, 1999; DE VICENTE *et al.*, 1996a; 2004). Parece claro en todo caso que las fallas inversas o cabalgamientos del macizo de Sepúlveda y posiblemente los cabalgamientos del piedemonte más alejados del borde de la sierra cesaron su actividad en el Mioceno superior; tan sólo la actividad tectónica se mantuvo activa hasta comienzos del Pleistoceno en el cabalgamiento principal del borde Norte (cabalgamiento de Prádena-Riaza) y en algunas fallas de desgarre asociadas a él. A falta de nuevos estudios que lleven a otras conclusiones, puede afirmarse que la actividad tectónica está prácticamente ausente a lo largo del Cuaternario en el borde Norte del Sistema Central y en la cuenca del Duero.

En conclusión, los controles tectónicos indirectos o “pasivos” han jugado un papel preeminente en la evolución de morfológica de la red fluvial en el área de estudio. Todo parece indicar que no sólo las directrices tectónicas regionales han controlado la dirección general de los valles, sino que también la estructura tectónica en profundidad ha influido significativamente, por un lado, en la disimetría de los valles en su trayecto por la cuenca sedimentaria y, por otro, en el cambio local del trazado de los ríos, para adaptarse localmente a determinados accidentes. Por el contrario los controles directos (o neotectónicos) no parecen haber sido significativos o, en todo caso, su influencia en la evolución de morfológica de la red de drenaje parece a todas luces muy minoritaria.

VI.2.4. LA INFLUENCIA DE LOS CLIMAS DEL CUATERNARIO

El encajamiento de los ríos y la evolución morfológica de sus respectivos valles se ha realizado básicamente durante el Cuaternario, período caracterizado por las fluctuaciones

climáticas (URIARTE CANTOLLA, 2003; ADAMS, 2005) cuyas consecuencias en el modelado de los valles han sido de decisiva importancia.

El encajamiento progresivo del Duratón y sus afluentes sobre las diferentes unidades litoestructurales se ha realizado durante un intervalo temporal en el que se incluyen, sin duda, las fases frías del Pleistoceno, cuyas condiciones climáticas determinaron la acción eficaz y prolongada de procesos específicos de meteorización y de dinámica de vertientes. Y este encajamiento ha continuado durante los climas más benignos que reinan desde el Holoceno hasta la actualidad. En todo caso, la apertura y el modelado de los valles no se han producido de forma regular y homogénea a lo largo del Cuaternario, sino que se han visto afectados por los cambios climáticos, los cuales han condicionado muy significativamente, junto con los factores estructurales descritos anteriormente, su evolución hasta el presente.

Durante las épocas frías, las condiciones ambientales estuvieron marcadas por un importante descenso de las temperaturas y por la presencia de abundantes precipitaciones de nieve, lo cual permitió, en los recuencos montañosos más elevados y mejor orientados, el desarrollo de pequeños glaciares de circo (HERNÁNDEZ PACHECO, 1925; FRÄNZLE, 1959, GUERRA ZABALLOS y SANZ DONAIRE, 1985, 1987). Pero la mayor parte de las cumbres y laderas de Somosierra quedaron bajo el dominio de un clima periglacial de montaña, al tiempo que en la base del conjunto montañoso, en virtud de su elevada altitud media, reinaban unas condiciones frías ligeramente más moderadas análogas a las que se han indicado en algunos sectores del Alto Tajo (GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, 1993; ASENSIO AMOR y GONZÁLEZ MARTÍN 1976b; GONZÁLEZ MARTÍN y ASENSIO AMOR, 1986b), caracterizadas por un volumen de agua precipitada algo menor, por la presencia estacional de nieve y por la reiteración de ciclos de hielo-deshielo. Algunos autores han señalado recientemente que la removilización eólica de las arenas de la vecina Tierra de Pinares, cuya altitud media se sitúa en torno a los 900 m, se realizó bajo condiciones frías del mismo tipo, caracterizadas por un intenso periglacialismo estacional y una apreciable aridez (DÍEZ HERRERO y BATEMAN, 1998); para estos autores, la ausencia de vegetación durante los periodos secos y fríos -Dryas reciente o superior y Tardiglacial (11.000 años B.P.)- y la persistencia de vientos fuertes de componente Oeste y Suroeste fueron la causa principal de la removilización de los mantos arenosos que llegaron a alcanzar el borde occidental del área de estudio.

En ella, por lo tanto, a consecuencia del frío y posiblemente a un aumento de la sequedad durante estas fases de clima periglacial la vegetación era escasa o nula, así como el desarrollo de suelo, lo cual permitía que los procesos de meteorización y modelado desarrollasen una eficaz movilización de las vertientes, desplazando sin dificultad y acumulando los derrubios en el fondo de los valles, donde los cursos de agua serían incapaces de evacuarlos en su totalidad.

Por su parte, en los periodos templado-húmedos las temperaturas más elevadas y cálidas y las precipitaciones copiosas facilitaban una estabilidad suficientemente prolongada para el desarrollo de la cubierta vegetal y del suelo. Desde este punto de vista las condiciones eran similares en el área de montaña y en el piedemonte y la cuenca, si bien lógicamente la altitud favorecía una mayor pluviosidad y un nivel térmico más moderado en la primera. Gracias a ello las laderas de los valles sustentaban una importante cubierta vegetal y edáfica, encontrándose por tanto sumamente fitoestabilizadas, lo que paralizaría o atenuaría de forma significativa los procesos de meteorización y los relacionados con la dinámica de vertientes. En consecuencia el aporte de derrubios desde las vertientes al fondo de los valles era menor.

La alternancia reiterada de estos ambientes climáticos de rexistasia y de biostasia a lo largo del Cuaternario ha influido de manera decisiva en el encajamiento y en el modelado de los valles. Y lo ha hecho, en principio, controlando la presencia, la actividad y la competencia de los procesos de meteorización y de dinámica de vertientes y, en segundo lugar, determinando la modalidad de flujo y la capacidad modeladora de los ríos, es decir la propia hidrodinámica fluvial. Así, en los periodos fríos y secos la alimentación hídrica era bastante menor, al tiempo que la activa dinámica erosiva en las vertientes proporcionaba abundantes coluviones que colmataban el fondo de los valles; no obstante en estas etapas más frías las variaciones estacionales relacionadas con las épocas de deshielo tenían consecuencias geomorfológicas apreciables, ya que los aumentos repentinos del caudal establecían temporalmente un régimen fluvio-torrencial capaz de acarrear y transportar de forma puntual grandes volúmenes de aluviones, efectuando un importante trabajo morfogénético. Por el contrario, durante los periodos templado-húmedos las precipitaciones copiosas proporcionaban un caudal abundante a los ríos, lo que, unido a unas condiciones de fitoestabilización en las vertientes, confería una gran actividad y una fuerte competencia de los ríos, la cual se manifestaba en una activa incisión o disección del fondo, acompañada en muchos casos de una zapa lateral importante con la consiguiente desestabilización de las vertientes, y una gran capacidad para arrastrar y evacuar la carga.

También la eficacia y la competencia de los procesos en una y otra vertiente de los valles está condicionada, además de por la litología, por factores de naturaleza básicamente topoclimática, entre los cuales destacan particularmente dos: el primero es la orientación a solana o umbría de las laderas, capaz de introducir significativas variaciones tanto en la temperatura como en la humedad relativa (de modo que un mismo sistema morfoclimático - frío y seco o tempado y húmedo- afecta con más o menos intensidad a una u otra ladera en función de su orientación); el segundo es la exposición a barlovento o sotavento de los flujos atmosféricos, que hace variar el espesor y la permanencia de la cubierta nival. Esta estrecha y matizada relación entre topografía y modelado bajo unas determinadas condiciones morfoclimáticas podría explicar algunas características que presentan los valles; entre estas destaca la disimetría transversal tan relevante en algunos de sus tramos y manifiesta además

sobre cualquier tipo de litología, pero especialmente en los tramos abiertos sobre formaciones detríticas en la cuenca sedimentaria.

VI.3. LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA CUATERNARIA DE LOS VALLES ABIERTOS DE LA CUENCA SEDIMENTARIA.

La cartografía geomorfológica junto con la caracterización morfométrica y morfológica de los valles excavados sobre el relleno sedimentario detrítico neógeno ha puesto de manifiesto que su rasgo fundamental es una pronunciada y sistemática disimetría, de modo que las vertientes situadas en la margen izquierda de los ríos, encaradas al NNE, al NE o al E, presentan una gran extensión y una inclinación media muy baja, mientras que las vertientes de la margen derecha, orientadas al SSW, al SW o al W, tienen un desarrollo mucho menor y pendientes más abruptas (TANARRO, 1994; MUÑOZ y TANARRO, 2000, 2002). Y esta marcada disimetría no solo reviste un carácter topográfico, puesto que -frente al activo acarreamiento de estas vigorosas vertientes derechas- las vertientes izquierdas presentan sucesivos replanos o niveles de aluviones asimilables a terrazas fluviales enlazadas por suaves glacis: como se ha señalado, a pesar de la proximidad al área de cabecera, se han reconocido en ellas hasta un máximo de 9 niveles, de los cuales el más elevado se ubica a +75-80 m en el valle del Duratón y a +88-90 m en el del Serrano sobre sus lechos actuales.

La presencia en todos los casos de las citadas formaciones detríticas de facies fluvial dispuestas en niveles escalonados indica que el encajamiento del Duratón y sus afluentes y la correlativa apertura de sus valles sobre las capas miocenas no se realizó de forma regular y homogénea a lo largo del Cuaternario, sino que estuvo afectada de forma reiterada por cambios en las condiciones morfodinámicas, favorables en unas fases a la producción y la acumulación de partículas y en otras al arrastre y evacuación de las mismas y a la excavación del sustrato. Además, el hecho de que estos niveles aluviales escalonados no se encuentren a ambos lados de los cursos de agua, sino sólo a la izquierda de los mismos, evidencia que durante el indicado y complejo proceso de encajamiento y apertura de valles se registró un sostenido desplazamiento hacia la derecha, esto es hacia el E y NE, de los lechos fluviales analizados. Esta migración hacia Levante del trazado de los cursos de agua ha sido reconocida por gran parte de los geomorfólogos que han analizado el relieve de la cuenca sedimentaria del Duero -tanto en el sector aquí tratado como en otros- y todos ellos están de acuerdo en que a ella se debe la extraordinaria amplitud y la disimetría de los valles. El acuerdo se rompe sin embargo cuando pasan a explicar o interpretar las causas del la misma.

VI.3.1. LA DISIMETRÍA DE LOS VALLES EN LA CUENCA DEL DUERO: ANTECEDENTES Y ESTADO ACTUAL DE LA CUESTIÓN.

Según se acaba de indicar, numerosos autores señalan cómo a lo largo de su recorrido dentro del ámbito de la cuenca neógena duriense los ríos han modelado amplios valles en los que se combinan sistemáticamente unas vertientes orientadas al E extensas, tendidas y estables, donde abundan los recubrimientos detríticos recientes, con unas vertientes orientadas al W cortas y empinadas, donde el sustrato mioceno aflora con amplitud y se ve afectado por un activo acarcavamiento. Estos caracteres, que alcanzan su máxima escala dimensional en las “riberas” de los ríos procedentes de la Cordillera Cantábrica que recorren el sector noroccidental de la cuenca sedimentaria (HERNÁNDEZ PACHECO, 1932; ROYO, 1934; TERÁN, 1958; PLANS, 1970; GARCÍA ABBAD y REY SALGADO, 1973; PÉREZ GONZÁLEZ, 1982a,b; MÉNSUA y PLANS, 1981; FERRERAS, 1981; OLIVÉ *et al.*, 1982), se aprecian también con gran claridad y han sido señalados desde mediados del siglo XX en los valles de los ríos que forman parte de los sistemas hidrográficos que afluyen al Duero por su margen meridional y, concretamente, en los valles de los cursos de agua pertenecientes a los sistemas que tienen su cabecera en los relieves montañosos de la Sierra de Guadarrama oriental y de Somosierra (BIROT y SOLÉ SABARÍS, 1954; TERÁN, 1958; IGME, 1982; ITGME, 1993a; FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988a, 1988b; FERNÁNDEZ y GARZÓN, 1994; TANARRO, 1994; TORTOSA *et al.*, 1997).

En relación con esta peculiar configuración geomorfológica los autores que la han estudiado con cierto detalle han planteado dos hipótesis o líneas de interpretación. Según la primera, el desplazamiento lateral de los trazados fluviales se relaciona prioritariamente con la morfodinámica externa y según la segunda, estaría vinculado con la geodinámica interna.

VI.3.1.1. Las interpretaciones morfoclimáticas.

Las más antiguas y numerosas referencias al fenómeno corresponden a las “riberas” del páramo leonés y de Tierra de Campos (abiertas por las redes del Orbigo, el Esla, el Porma, el Bernesga, el Carrión, etc.): ya en 1934 J. ROYO Y GÓMEZ considera un hecho incuestionable la tendencia de los cauces de estos ríos a desplazarse hacia levante y afirma que ella es la causa de la sistemática disimetría de sus valles, aduciendo como factor principal que la motiva la desigual exposición de ambas vertientes a los vientos y lluvias dominantes; no descarta sin embargo alguna influencia de la tectónica al reconocer una ligera inclinación de los estratos neógenos hacia el interior de la Cuenca (ROYO, 1934).

Con relación al piedemonte septentrional de Somosierra -donde se ubican los valles del Duratón y sus afluentes- son P. BIROT y L. SOLÉ SABARIS los primeros que se refieren al fenómeno, analizado en sus *“Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española”*. En este trabajo, publicado en 1954, ponen de relieve cómo también en esta zona “todos los valles, sin excepción, son fuertemente disimétricos y encaran hacia el O sus vertientes más empinadas” y, al no apreciar “ningún dispositivo estructural que explique el hecho”, afirman: “Se trata, pues, de un fenómeno climático... Se comprende que la acumulación de nieve en la vertiente vuelta hacia el E haya favorecido la soliflucción en un terreno que tiene una elevada proporción de arcilla, procedente de la descomposición de las pizarras... Las vertientes orientales muestran, en efecto, un revestimiento de derrubios deslizados que enmascaran los afloramientos rocosos...”. En todo caso, consideran que la disimetría es heredada, ya que los procesos responsables de ella no son actuales sino que actuaron bajo las condiciones climáticas frías del Pleistoceno, cuando “la presencia de circos en la sierra de Riaza permite afirmar que el límite de las nieves perpetuas era tan sólo 600 a 700 m más alto” (BIROT y SOLÉ SABARIS, 1954).

En 1958, M. de TERÁN recoge estas opiniones en el Tomo IV de la *Geografía de España y Portugal*, poniendo de manifiesto la constancia y generalidad del fenómeno en amplios sectores de la Cuenca del Duero (TERÁN, 1958), y, en 1970, P. PLANS reafirma en su estudio sobre Tierra de Campos la misma línea de interpretación estrictamente morfoclimática, incluida la atribución de un papel significativo a la litología: la disimetría de los valles se habría producido bajo las condiciones periglaciares del Pleistoceno como consecuencia de una intensa y generalizada solifluxión en la vertientes de sotavento, muy favorecida por la acumulación nival y por el alto contenido en arcilla de las formaciones miocenas aflorantes en ellas y capaz de forzar un desplazamiento progresivo de los cauces hacia el E, manteniendo así el carácter escarpado e inestable de las vertientes de barlovento (PLANS, 1970).

En la misma línea, C. FERRERAS en su estudio sobre *“El Norte de la Meseta Leonesa”*, publicado en 1981, mantiene el papel prioritario de los procesos de dinámica de vertientes condicionados por la exposición y orientación en la disimetría de los valles y en la migración lateral de sus ejes y plantea la relación de éstos con los procesos de acumulación detrítica pliocuaternarios y con las formas y formaciones detríticas resultantes de ellos (rañas, glacis y terrazas). Así -al describir un ámbito con el que el piedemonte septentrional de Somosierra muestra una extraordinaria analogía- señala cómo “La primera impresión que se tiene al observar los valles fluviales actuales es que, a medida que se han ido encajando, la mayoría de los ríos han ido desplazando lateralmente su cauce hacia el Este, resultando de este proceso la desigual distribución de los glacis y terrazas en ambas márgenes y la disimetría de las vertientes” y añade que como consecuencia de ello los grandes abanicos de raña se vieron diferencialmente más afectados por la erosión en sus sectores situados más a Poniente, que se encontrarían en la actualidad prácticamente

desmantelados: “los ríos debieron fijar su cauce al iniciar su encajamiento en la mitad occidental de su raña, tal vez incluso en el borde occidental, pues si se hubieran encajado en el eje central de la misma habría sido la mitad oriental la destruida al desplazarse lateralmente el río hacia el Este”. Con respecto a las causas del citado desplazamiento y de la consiguiente disimetría morfológica considera que se encuentran íntimamente ligadas a la exposición bajo condiciones climáticas con abundante presencia de la nieve y dominio de vientos del W: “La desigual importancia de la innivación sería responsable de la disimetría de las vertientes”...; “los vientos del W acumularían la nieve en la vertiente orientada al E y la barrerían de la expuesta al W”... “Así, debido a la diferente permanencia de la nieve, sobre las dos vertientes actuarían procesos morfogenéticos diferentes. En exposición N, E o NE la soliflucción sería el agente modelador, suavizando la pendiente y permitiendo que el canturreo de la raña, glacis o terraza superior... tapice la vertiente. En cambio, la vertiente abrupta que mira al S, W o SW sería modelada por la arroyada y en ella aflora ampliamente el mioceno arcilloso...” (FERRERAS, 1981).

Pero el análisis más completo y riguroso del tema, centrado también en los ámbitos noroccidentales de la Cuenca del Duero se encuentra en el trabajo de S. MÉNSUA y P. PLANS, publicado también en 1981 y titulado “*La disimetría de los valles del páramo leonés*”. En él, tras ponerse de manifiesto cómo el contraste entre las vertientes es un fenómeno que se aprecia no sólo en todas las formas de incisión (desde los barrancos sin escorrentía permanente hasta las grandes riberas del Esla y sus afluentes), sino también en los interfluvios e incluso en los relieves residuales (como los cerros testigos), se llega a la conclusión de que “se trata de una disimetría que cabe calificar de morfoclimática”, la cual “debe explicarse por un factor único, extrínseco al mismo relieve y a su constitución litológica...”, señalando que “todo induce a pensar que este factor está en relación con la orientación y la exposición”. Efectuada desde esta perspectiva la revisión de los datos obtenidos en el reconocimiento del área, se descarta a la primera como condicionante prioritario de la disimetría (la cual no es por lo tanto “de origen térmico”) y se opta decididamente por atribuir este papel a la segunda y por considerar, en consecuencia, que es el viento el factor externo responsable del contrastado desarrollo morfológico de las vertientes. Así, partiendo del hecho de que estadísticamente el viento de componente W es el dominante en la Cuenca del Duero y de la fundada suposición de que “lo fue de forma más regular e intensa en los periodos fríos cuaternarios como consecuencia del desplazamiento hacia el Sur de la corriente en chorro”, se propone el siguiente modelo interpretativo:

“El viento, cuando es dominante y sopla perpendicularmente a la dirección de los cursos fluviales, puede producir efectos diferenciales en las laderas del valle que conduzcan a una desigual evolución de las mismas. No es el viento quien ejerce directamente el proceso morfogenético, sino a través de intermediarios como la nieve o los limos eólicos arrastrados por aquél... La vertiente de sotavento es la que acumula mayor cantidad de

nieve o limos, desencadenando activos procesos de solifluxión, en los periodos de alza de las temperaturas, que harían evolucionar rápidamente su pendiente; mientras que la ladera a barlovento, expuesta de lleno a la deflación eólica, se vería limpia de nieve y con un ritmo de evolución más retardado ... A estos factores primarios hay que añadir otros mecanismos de acción secundaria y subordinada a los anteriores: el más importante es el desplazamiento lateral de los cauces por acumulación de los materiales de solifluxión al pie de las vertientes de sotavento y la consiguiente erosión por socavado en la ladera de barlovento” (MENSUA y PLANS, 1981).

Algo después, el equipo interdisciplinar que realizó el *Análisis del Medio Físico de Segovia* (ARENILLAS PARRA *et al.*, 1988) retoma la interpretación morfoclimática de BIROT y SOLÉ (1954) y resalta cómo “el rasgo morfológico más característico del valle del Riaza es la disimetría de los valles, que suelen tener sus vertientes orientadas al Oeste más abruptas y empinadas, mientras las que se orientan al este son suaves”, interpretando que “Este rasgo del modelado se ha desarrollado a lo largo de la evolución pleistocena, bajo los climas fríos de este periodo. Las vertientes orientadas al Este son más frías. En ellas se forman procesos de gelifluxión y solifluxión en relación con la persistencia de la nieve y la formación de hielo en el sustrato. Las laderas orientadas al Oeste se sitúan a barlovento de los vientos dominantes en este período, que son del Oeste. De ellas es barrida la nieve. Además, en condiciones de clima continental, como las que debieron afectar a esta área, las fusiones diurnas y estacionales son importantes en esta orientación, por lo que la nieve humidifica menos el sustrato y la vertiente se mantiene con pendiente más acusada”.

VI.3.1.2. Las interpretaciones morfotectónicas

Los estudios que interpretan la disimetría de los valles por motivos tectónicos aluden como causa fundamental de ella a un proceso de basculamiento continuo hacia el NE, aunque en la mayoría de los casos no se aclara con detalle el mecanismo de actuación de dicho proceso ni se especifica con precisión la persistencia del mismo.

Entre las primeras referencias al tema destaca el trabajo de E. HERNÁNDEZ PACHECO sobre las terrazas cuaternarias del Duero en su tramo medio, publicado en 1932, donde señala que “el río en su evolución, ha tenido un general y continuo desplazamiento hacia el Norte, por lo cual en las explanadas del sur, o sea las que siguen sus márgenes izquierdas, es donde quedaron los restos o las formaciones de dichos niveles cuaternarios” y relaciona tal desplazamiento hacia la derecha “con movimientos posibles de hundimientos recientes en la zona central de la gran cuenca del Duero” (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1932).

Cuarenta años más tarde F. J. GARCÍA ABBAD y J. REY SALGADO (1973) en su estudio sobre la geología y geomorfología de la región de Valladolid señalan de nuevo “la asimetría de los valles, fundamentalmente el del Pisuerga al N. de Valladolid, con suaves vertientes, escalonadas de terrazas al W., y bruscas laderas de los páramos, ampliamente recortadas y desprovistas de terrazas al E” y dan una breve explicación del fenómeno considerando que “el carácter escalonado y asimétrico de estas terrazas en el Pisuerga, inexistentes en su margen izquierda, prueba un desplazamiento lateral de los ríos hacia el E, a lo largo de la evolución morfológica de su curso. Dada la monotonía litológica de los materiales terciarios, parece necesario pensar en alguna actividad neotectónica profunda para explicar el fenómeno” (GARCÍA ABBAD y REY SALGADO, 1973).

En la segunda parte de su estudio geomorfológico sobre “*El Corredor de Béjar*”, publicada en 1986, J. J. SANZ DONAIRE da cuenta del mismo fenómeno de disimetría en los valles de los ríos Yeltes, Morasverdes y Tenebrilla, así como en el del río Águeda en su trayecto por la cubeta de Ciudad Rodrigo. Los primeros presentan -según señala- “una margen derecha, la oriental, encarada al W por lo tanto, de carácter abrupto, frente a una margen izquierda suave, con fachada al E” y en ellos “las terrazas se numeran hasta un número de 4 en la orilla izquierda, mientras que en la derecha sólo en casos excepcionales pueden contarse dos, siendo lo más general una, o bien la ausencia de depósitos aluviales”. En la explicación de esta disimetría se descarta la hipótesis climática “basada en la orientación de las laderas a los vientos del W cargados de humedad, que se precipitaría en forma de nieve durante los periodos fríos del Pleistoceno acumulándose los nieves en las laderas de sotavento, esto es, las enfocadas al NE o E que luego sufrirían deshielo. Si este proceso se hubiera llevado a cabo habrían desaparecido las terrazas de la margen izquierda, porque habría sufrido soliflucción que las hubiera convertido en glacis terrazas casi irreconocibles”; y se interpreta como causa de la traslación de los valles al rejuego neotectónico de alguna falla en profundidad que afecta a la disposición de los bloques del área en cuestión. Por su parte en relación con la disimetría del valle del Águeda se argumenta tomando en consideración la disposición inclinada de los estratos eocénicos, los cuales “a pesar de su repetida horizontalidad presentan en realidad un ligero buzamiento al N, como admiten los autores de la hoja geológica, lo que podría haber servido de guía por la que se desplazara el río en el sentido de la inclinación de los estratos. Este hecho nos pondría sobre la pista de que, a falta de buzamientos contrarios, lo que se ha producido es una tectónica de bloques basculados suavemente, y arrastrando consigo los estratos de la serie de cobertera” (SANZ DONAIRE, 1986).

Ciertamente, en las memorias de las hojas del Mapa Geológico Nacional de España correspondientes a la mitad meridional de la Cuenca que se publican a partir de 1985 se hace referencia específica a la disimetría geomorfológica de los valles y se la relaciona prioritariamente con dichos basculamientos. En estas memorias se pueden leer referencias a la evidente desigualdad en la distribución de los depósitos aluviales, “que

fundamentalmente se desarrollan en la margen izquierda (mayor número de niveles de terraza), mientras que en el lado opuesto sólo presentan un nivel o ninguno”; asimismo se resalta en ellas cómo “en la margen derecha se desarrollan, próximos a los cauces..., zonas inestables por socavamiento de los cursos ...y vertientes muy inclinadas que son atacadas activamente por el desarrollo de regueros o *rills* que originan cárcavas y *badlands*”. Y se afirma que dicha asimetría no responde a acciones externas de modelado, sino que es resultado (e indicador) de “un proceso de basculamiento generalizado hacia el NE y continuo durante gran parte del Pleistoceno, pero de pequeña intensidad e incapaz de contrarrestar las variaciones del nivel de base” (IGME, 1982).

Por su parte, P. FERNÁNDEZ GARCÍA en su “*Estudio geomorfológico del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Santa María La Real de Nieva*”, de 1988, presenta como característica común la asimetría de las terrazas de los ríos Eresma, Moros, Zorita y Balisa en su recorrido por la subfosa de Segovia-Valverde del Majano, señalando que “se trata de sistemas de terrazas asimétricos, tanto en el número de niveles que presentan como en su ubicación, correspondiendo el más completo desarrollo de niveles de terraza a la margen izquierda, mientras que sobre la derecha este número es muy reducido y en la mayoría de los casos no emparejados con los de la margen opuesta” (FERNÁNDEZ GARCÍA, 1988). En este primer trabajo y en otros sucesivos, realizados en colaboración con otros investigadores y donde además se amplían los ríos a estudiar (PALOMARES *et al.*, 1992a, 1992b; GARZÓN HEYDT y FERNÁNDEZ GARCÍA, 1993), se expone como causa fundamental de la disimetría descrita “la preponderancia local impuesta por el río Eresma, en función de un nivel de base inferior que justificaría un desplazamiento generalizado de las restantes redes en dirección E, generándose de este modo un sistema de aterrazamientos marcadamente asimétrico”. Sin embargo en dichos trabajos se señala que, no obstante, “es evidente que existe además un condicionante tectónico en profundidad, que controlaría por un lado las direcciones de los cauces capturados y por otro un basculamiento generalizado hacia el E, esto es en dirección al río Eresma”.

Pero algo después P. FERNÁNDEZ GARCÍA y G. GARZÓN HEYDT optan por considerar que el desplazamiento de la red hacia el oriente se debe a un control tectónico, el cual se deduce de la propia morfometría fluvial. Así exponen que “las conclusiones de tipo estructural que se obtienen a partir del análisis de los perfiles longitudinales de los ríos y sus índices de gradiente, señalan la presencia de una serie de escalones descendentes hacia el centro de la cuenca en la dirección dominante de la cordillera, NE-SW. Las curvaturas de los ríos además apuntan la posibilidad de movimientos en dirección, probablemente, con sentido sinistral. Por otro lado hay que tener en cuenta el basculamiento de los bloques longitudinales meridianos en sentido este y su presumible actividad neotectónica. La duda es si estos basculamientos son en sí mismos suficientes no sólo para justificar el desplazamiento de las redes hacia el Este, sino para provocar la

captura de los cursos de agua de un bloque hacia otro” (FERNÁNDEZ GARCÍA y GARZÓN HEYDT, 1994).

Por su parte, en la Memoria de la Hoja de Sepúlveda del Mapa Geológico Nacional, en cuyo ámbito se encuentran los tramos de valle analizados -realizada en 1993, pero aún inédita- se señala el elevado número de terrazas de los ríos Duratón y Serrano, “el primero con ocho niveles y el segundo con siete”, y se destaca que “en ambos casos, estos niveles se desarrollan en la margen izquierda”. Este hecho común al “resto de los ríos y arroyos con depósitos fluviales” manifiesta, según los responsables científicos del Mapa, “una tendencia general de los cursos a desplazarse hacia el N y NE, lo que podría indicar movimientos tectónicos recientes”, interpretación que estaría apoyada por el hecho de que “el nivel más alto de terraza, tanto en el caso del Duratón como en el del Serrano, está levemente inclinado hacia el valle”, es decir, hacia el NE (IGME, 1993a).

Finalmente, ya en el año 2000, A. GUERRA *et al.*, describen e interpretan brevemente la disimetría de los valles de la cuenca del río Riaza en el borde norte de Somosierra-Ayllón, diciendo que se trata de “valles marcadamente disimétricos, definidos por una vertiente occidental suave y una oriental mucho mas escarpada” y remarcando que “estos valles, muy repetitivos en todo el sector y para los que se propuso un origen climático (BIROT y SOLÉ, 1954; ARENILLAS *et al.*, 1988), aparecen en muchas ocasiones como la prolongación de lineaciones tectónicas que afectan claramente al zócalo, por lo que han de ser interpretados como formas de origen acumulativo con control estructural provocadas por la migración lateral de la corriente fluvial conforme a la tendencia marcada por las fracturas del zócalo” (GUERRA *et al.*, 2000).

En conclusión, a partir del repaso bibliográfico realizado se pone de manifiesto que existen dos líneas de interpretación o hipótesis explicativas aplicables al caso de los valles abiertos de los ríos de la cuenca del Duratón. Según la primera, la migración lateral de los cursos y la consiguiente disimetría transversal es resultado de la desigual naturaleza y comportamiento de los procesos externos de modelado en una y otra vertiente de los valles durante el encajamiento de la red fluvial a lo largo del Cuaternario, el cual está marcado por el dominio de condiciones morfoclimáticas frías con nieve y vientos del tercer cuadrante y por la alternancia de fases de aluvionamiento y de erosión. Y según la segunda, las referidas migración y asimetría han de atribuirse a movimientos tectónicos recientes que prolongan el basculamiento de la cuenca sedimentaria hacia el sector de la misma donde se registró mayor subsidencia durante el ciclo neógeno de sedimentación continental, el cual se localiza en su extremo oriental (en torno a Aranda de Duero, donde el espesor del relleno pudo llegar a los 2500 m), o se vinculan a la reactivación de líneas de fractura del basamento de la misma.

Se da sin embargo la circunstancia de que, en el caso del río Duratón y sus afluentes, ambas líneas de interpretación son en principio viables y no existe contradicción entre ellas. A continuación se intenta explicar el proceso de instalación de estos valles e interpretar la disimetría de los mismos desde los puntos de vista de las dos hipótesis, con el objeto de que las críticas y objeciones que se susciten en relación con cada una de ellas permitan finalmente llegar a un modelo interpretativo válido para el conjunto de los tramos de valle abierto estudiados.

VI.3.2. EL PROCESO DE INSTALACIÓN Y EL DESPLAZAMIENTO LATERAL DE LOS RÍOS: LA DISIMETRÍA DE LOS VALLES DEL DURATÓN, SERRANO, SAN JUAN Y CASLILLA Y DEL ARROYO DE VALARTA.

Teniendo en cuenta las características regionales en las que se encuadra el área de estudio y partiendo de las observaciones de campo, así como de los resultados de la cartografía geomorfológica levantada y de los análisis sedimentológicos realizados, pueden esgrimirse razones y consideraciones favorables tanto a la interpretación morfoclimática como a la morfotectónica, suficientes para proponer por separado esquemas explicativos acordes con cada una de ellas.

VI.3.2.1. La interpretación morfoclimática del desplazamientos de los valles

VI.3.2.1.1. Las observaciones favorables a la hipótesis morfoclimática

1. La altura relativamente elevada (en torno a los 1000-1200 m) de los sectores de la cuenca próximos a la peana de los relieves montañosos de Somosierra, que permitió el establecimiento durante las fases frías pleistocenas de unas condiciones climáticas caracterizadas por un intenso periglaciario de carácter estacional.

2. La disposición del trazado de los ríos de SE a NW, la cual resulta óptima para que se sumen los efectos topoclimáticos de orientación y exposición susceptibles de introducir (sobre todo bajo condiciones climáticas de tipo periglaciario o crio-nival) dinámicas geomorfológicas contrastadas en ambas vertientes.

3. La presencia en el área o en áreas muy próximas (concretamente en la Tierra de Pinares segoviana) de importantes acumulaciones de arenas eólicas de edad cuaternaria, el análisis de cuya disposición pone siempre de manifiesto el dominio de vientos del SW, confirmando de este modo uno de los puntos de partida fundamentales de la interpretación morfoclimática: la presencia de vientos fuertes de Poniente durante las fases frías pleistocenas.

4. La disposición escalonada de los niveles aluviales, que resulta más acorde con pulsaciones climáticas que con basculamientos tectónicos durante los intervalos temporales dilatados, teniendo en cuenta además la reducida importancia de los cursos de agua.

5. La presencia de glaciares detríticos de enlace entre los sucesivos niveles aluviales rebajando y en muchos casos suavizado el borde de los escalones de las terrazas, cuya génesis puede ser explicada por la acumulación de nieve sobre las laderas favorablemente orientadas, la fusión de la cual suministra mucha más agua favoreciendo que el proceso dominante sea la solifluxión laminar y la arroyada difusa (capaz no sólo de desplazar material fino sino también los elementos gruesos de las terrazas y de fosilizar con ellos los aterrazamientos inmediatamente inferiores).

6. La presencia de importantes restos de paleoverdientes recubiertas de depósitos empastados en las márgenes derechas de los valles, las cuales no existirían si el acarcavamiento consiguiente a la zapa lateral de los cursos de agua se hubiese dado permanentemente en respuesta a un basculamiento mantenido en el tiempo.

7. La existencia de depósitos arenosos probablemente eólicos sobre algunos niveles aluviales y glaciares de enlace, que confirma de nuevo la presencia durante el Pleistoceno de vientos fuertes del W y el SW capaces de desplazar y acumular a sotavento partículas sólidas de pequeño calibre (como la arena fina y la nieve).

8. La muy baja probabilidad de que el presunto basculamiento tectónico haya cesado, disminuido sustancialmente de ritmo o cambiado de sentido reiteradamente a lo largo del Cuaternario, como correspondería al reiterado escalonamiento de los niveles aluviales en las vertientes izquierdas de los valles.

VI.3.2.1.2. La interpretación morfoclimática

En función de los hechos observados, la interpretación del desplazamiento lateral de los trazados fluviales y de la disimetría de los valles se puede integrar satisfactoriamente dentro un modelo explicativo de naturaleza morfoclimática según el cual dicho desplazamiento lateral de los cursos está básicamente en relación con la orientación y exposición de las laderas de los valles durante las fases frías del Pleistoceno, que en el sector estudiado de la cuenca del Duratón tuvieron carácter crio-nival o periglacial.

En estas condiciones el viento constituyó el factor externo responsable del contrastado desarrollo morfológico de las vertientes, partiendo del hecho de que estadísticamente el viento de componente SW es el dominante en estos sectores del borde meridional de la Cuenca del Duero y de la fundada suposición de que también lo fue -probablemente con más intensidad-

en los períodos fríos cuaternarios. Como se ha podido constatar en diversos ámbitos sometidos en la actualidad a condiciones climáticas de este tipo, cuando el viento dominante sopla en sentido perpendicular a la dirección de los valles fluviales puede producir efectos geomorfológicos muy diferentes en cada una de sus vertientes, que coinciden con lo que se ha deducido del análisis de los tramos estudiados: en la vertiente de sotavento y menos insolada (correspondiente a la margen izquierda del Duratón y sus afluentes), donde se acumula más nieve y permanece más tiempo, se desarrollan activos procesos de solifluxión asistida por arroyada difusa que suavizan las rupturas de pendiente, transformándolas en glaciares, y desplazan con eficacia masas de material detrítico hasta los lechos trenzados que ocupan el fondo de los valles, tendiendo a colmar los canales próximos a su base y provocando una progresiva concentración de las aguas fluviales en los canales más alejados de ella; por el contrario, en la vertiente de barlovento (que corresponde a la margen derecha de los valles estudiados), expuesta de lleno a la deflación y más favorecida por la insolación, la presencia y la duración de la nieve son mucho menores como consecuencia de lo cual resulta prioritariamente afectada por acciones mecánicas de meteorización y por procesos continuados de caída de derrubios estacionalmente apoyados por arroyada laminar, cuyos productos pueden ser evacuados sin demasiadas dificultades por las aguas que fluyen en los activos canales de los lechos trenzados ubicados a sus pies, haciendo posible un cierto retroceso de la misma sin disminución apreciable de su pendiente (HARRY, 1988; LEWKOWICZ, 1988). Esta combinación de avance de una vertiente por su base y retroceso global de otra, acompañada de una progresiva concentración de las aguas y de la actividad fluvial hacia los canales más próximos a esta última, da lugar al desplazamiento lateral de los cauces en conformidad con el sentido de flujo del viento (de SW a NE en el caso de la red analizada).

Teniendo en cuenta estas consideraciones puede plantearse desde una perspectiva morfoclimática, el siguiente modelo evolutivo de los valles abiertos estudiados:

El desplazamiento de los ejes principales de la esorrentía fluvial dentro de los fondos aluviales que se registra durante las fases de clima frío hace que, en las fases de mayor templanza, la incisión de los ríos se efectúe en trazados que se sitúan cada vez más a la derecha hasta localizarse a una distancia que oscila entre 1500 y 3500 m. con respecto a su posición inicial. De ahí que se conserven en las márgenes izquierdas los sucesivos niveles de aluvionamiento generados por los ríos en relación con las pulsaciones frías pleistocenas y que aparezcan enlazados por suaves glaciares detríticos y que en las márgenes derechas se mantengan laderas de mucho menor desarrollo y mayor pendiente donde faltan los depósitos fluviales y se registra una permanente inestabilidad geomorfológica.

Los ríos comienzan la apertura de sus valles a finales del Plioceno o comienzos del Pleistoceno sobre la superficie de la raña, que aparecía como una llanada suave y regularmente inclinada desarrollada sobre un depósito suelto constituido de forma

prioritaria por cantos subangulosos o incipientemente desgastados de cuarzo, y sobre los materiales miocenos, que conformaban una altiplanicie constituida también por depósitos detríticos poco coherentes y compuestos de una mayor variedad litológica. De este modo, los caracteres topográficos y sedimentológicos de la llanada de la raña y la altiplanicie o llanura miocena presentan una muy notable analogía con los propios de un llano aluvial.

Sobre estas superficies aplanadas, en especial sobre la raña, se establecen cursos de agua que tienden a encajarse en ella e iniciar su disección; dadas las condiciones topográficas y sedimentológicas indicadas no es descartable que los trazados de dichos cursos fueran de tipo meandriforme prácticamente desde cabecera. En conformidad con la morfodinámica de los lechos móviles con meandros, los cursos realizan la apertura de un conjunto de valles no demasiado profundos, pero relativamente anchos. Las condiciones que enmarcan esta fase de modelado son favorables para que los cursos de agua lleven caudales relativamente abundantes y transporten una carga detrítica poco voluminosa, manteniendo en todo caso un balance de disección positivo; la dinámica de vertientes es poco competente y el material desplazado por las corrientes fluviales se limita al movilizad por sus propias aguas en los extensos depósitos de la raña, cuyos componentes ya se encuentran apreciablemente seleccionados y desgastados.

En un momento determinado la incisión y el ameandramiento cesan y -como consecuencia de una disminución de los caudales y/o un incremento de la carga- los ríos y arroyos adquieren un comportamiento propio de lechos trenzados o “anastomosados”, los cuales se bifurcan en brazos o canales de gran movilidad y acumulan y extienden en el fondo de los valles importantes volúmenes de material, resultando de ello la aparición de fondos planos de acumulación detrítica, que presentan un aspecto similar al de los llanos aluviales debido a los caracteres granulométricos y morfométricos que ya tenía el citado material. El “área fuente” principal de las partículas que acceden a los lechos se sitúa en las propias vertientes de los valles abiertos en la formación de la raña y en las facies miocenas subyacentes, siendo mucho mas importante en las primeras etapas de encajamiento de los ríos los cantos de la raña debido a su menor consolidación y su mayor movilidad que no hace necesaria una actividad intensa de las acciones de meteorización. La dinámica de vertientes que realiza el desplazamiento de estas abundantes partículas es, sin embargo muy diferente tanto cuantitativa como cualitativamente en las laderas izquierdas (orientadas al NE y situadas a sotavento de los vientos dominantes del SW) y en las vertientes derechas (orientadas al SW y expuestas de pleno a los citados vientos dominantes): en las primeras la congelación estacional del agua en el interior del suelo, la acumulación de la nieve y el aporte de limos eólicos favorecen una dinámica gelifluidal eficazmente asistida por la arroyada difusa de fusión nival capaz de hacer disminuir significativamente su pendiente y de incrementar correlativamente su extensión. Los depósitos de ladera arrastrados por estos procesos conforman glaciares detríticos que invaden una parte apreciable del fondo aluvial, colmatando los canales situados más a la

izquierda y forzando el desplazamiento de los canales hidrológica y geomorfológicamente más activos hacia el margen contrario.

En las vertientes derechas, por su parte, la congelación y el deshielo mucho mas frecuentes, junto con la ausencia de acumulación eólica y nival y la reducida actividad de la arroyada difusa, son propicias a una dinámica coluvial de tipo gravitatorio muy levemente asistida por reptación, solifluxión y arroyada, de la que se derivan laderas notablemente inclinadas con tendencia a retroceder paralelas a si mismas sin sufrir reducciones importantes de pendiente (sobre todo si en los canales que circulan a sus pies se registra una capacidad transportadora algo mayor); en su base, no obstante, se pueden desarrollar glacia cortos y bastante inclinados.

De la combinación de las acciones de modelado que se acaban de describir resulta la aparición del perfil disimétrico de los valles y el comienzo de su tendencia a desplazarse hacia el NE.

El retorno a unas condiciones morfoclimáticas más benignas o templado-húmedas, análogas en mayor o menor medida a las que presidieron la fase inicial de disección, tiene como consecuencia el incremento de los caudales y la paralización de los procesos que en la fase anterior actuaban sobre las vertientes. En estas condiciones los cursos de agua recuperan su capacidad de incisión y pasan a fluir sobre lechos únicos activamente ameandrados. Estos lechos pasan a concentrar sus aguas sobre los canales mas importantes del sistema trenzado preexistente, que son los más próximos a la vertiente derecha de los valles. La acción excavadora efectuada en dichos lechos profundiza los valles, dejando colgados en la margen izquierda (a modo de terrazas) los fondos aluviales anteriormente construidos (o, mejor dicho, una parte de sus sectores situados en las márgenes izquierdas), al tiempo que en la margen opuesta -sometida a una permanente zapa basal- son intensamente erosionados los cortos glacia del pie de la vertiente y sometida ésta a una fuerte inestabilidad geomorfológica. La acción de zapa en las márgenes cóncavas de los meandros llega normalmente a hacer desaparecer estos glacia y a afectar directamente al pie de las indicadas vertientes, las cuales sufren una intensa y prolongada inestabilización: activos procesos de desprendimiento, deslizamiento y arroyada van desmantelando la morfología heredada de la morfología anterior y dando lugar (a medio plazo) a un incremento de la pendiente de la ladera derecha del valle y a un apreciable retroceso de ésta paralela a si misma. Es probable que en las primeras fases de este tipo el predominio en las vertientes activadas en su base por la zapa fluvial correspondiese a los movimientos en masa -a los que resultan altamente susceptibles los materiales de las facies miocenas- y no a las modalidades concentradas de la arroyada como ocurre en la actualidad. Quedan así conformados los componentes de los valles, que se mostrarían en su perfil transversal, de izquierda a derecha: la superficie de la raña y/o miocena; un glacis detrítico de enlace; un llano aluvial colgado (aterrazamiento); un escalón de zapa; un llano de inundación con un lecho meandriforme; otro escalón de zapa;

unos restos de glaciares basales; una vertiente muy inclinada y altamente inestabilizada, y -de nuevo- la superficie de la raña y/o miocena.

La reinstauración de unas condiciones climáticas frías hace que el sistema de modelado recupere los caracteres de la fase de anastomosis antes descrita, pero sobre unos valles cuyos ejes se han desplazado algunas decenas o centenares de metros hacia el NE (hacia la derecha de los cursos). En los fondos predomina la acumulación efectuada por lechos trenzados y la dinámica de vertientes se reactiva, de nuevo con rasgos y consecuencias diferentes según la orientación y la exposición: en las vertientes izquierdas los glaciares de enlace heredados reanudan su desarrollo, haciendo avanzar su frente sobre los aterrazamientos y disminuyendo su pendiente (a lo largo del tiempo la reiteración de este avance pudo obliterar en gran medida los enlaces entre los aterrazamientos y convertir de hecho a las vertientes izquierdas en un glaciar detrítico continuo -que es el aspecto que a primera vista muestran-), al tiempo que en los escalones generados en la fase de incisión-ameandramiento previa se generan glaciares nuevos; en las vertientes derechas, por su parte, la superficie se recubre de derrubios y se empasta, pudiendo modelarse también una nueva generación de glaciares basales (encajados en los restos -si quedan- de la anterior generación).

Por lo tanto, desde esta interpretación morfoclimática, la repetición, hasta una decena de veces, de esta alternancia de fases de modelado, sucediéndose episodios de relleno aluvial y anastomosis y fases de excavación y ameandramiento, derivada de los cambios climáticos y significativamente matizada por la orientación-exposición de una u otra vertiente resulta ser el motor del traslado hacia el NNE y NE de los cauces y el responsable de la disimetría transversal de los valles

VI.3.2.2. La interpretación morfotectónica del desplazamiento de los valles

VI.3.2.2.1. Las observaciones favorables a la hipótesis morfotectónica

1. La localización del centro de máxima subsidencia tectónica de la fosa del Duero a sólo pocas decenas de kilómetros al NNE del emplazamiento de los valles estudiados, quedando entre éste y aquel uno de los tramos de mayor desnivel del basamento (más de 1200 m en 30 Km.), lo cual es claramente favorable a la existencia de un sostenido basculamiento tectónico hacia el E y NE capaz de provocar el desplazamiento en ese sentido de los cursos del Valarta, el Serrano, el Duratón, el Caslilla y el San Juan.

2. El hecho de que los estratos de las series miocenas y las terrazas altas de los ríos, a pesar de su aparente y generalizada horizontalidad, presenten una ligera inclinación hacia al NE (inferior a los 5°, tal como se aprecia en el cantil o escarpe del valle del Duratón frente a la localidad del mismo nombre), lo que confirma un basculamiento en este sentido.

3. El arqueamiento en planta que registra el trazado de los ríos conforme progresa su encajamiento en las series sedimentarias de la cuenca claramente reconocible en el dibujo cartográfico de las terrazas, marcado por acusadas inflexiones a modo de arcos que apuntan hacia el NNE y NE, el cual viene a confirmar igualmente el basculamiento en este sentido hasta tiempos muy recientes. [Este hecho también ha sido señalada en los ríos que drenan el borde noroccidental de la sierra de Guadarrama (TORTOSA *et al.*, 1997), donde el arqueamiento y el desplazamiento de los valles hacia el NE ha dado lugar a capturas (GARZÓN y FERNÁNDEZ GARCÍA, 1993; FERNÁNDEZ GARCÍA y GARZÓN, 1994)].

4. El hecho de que los arroyos secundarios que surcan la cuenca sedimentaria y vierten al Duratón y a sus afluentes principales cortando la mayor parte de los niveles aterrizados presentan una clara dirección SW-NE o SSW-NNE, apuntando en consecuencia hacia el ya indicado centro de subsidencia de la cuenca del Duero.

5. La difícil interpretación como terrazas de rellanos aluviales desarrollados en tramos altos de cursos fluviales de escaso rango, ya que de modo general las terrazas son formas propias de los tramos medios de ejes de drenaje importantes, siendo frecuente que en el caso indicado se busque su origen en factores diferentes a los que se toman en consideración para explicar las verdaderas terrazas, entre los que se encuentran los factores tectónicos.

6. El excesivo número de niveles aluviales reconocidos y cartografiados en el área -hasta 9 o 10-, muy elevado para ser relacionados con otros tantos cambios climáticos cuaternarios y difícil de interpretar sin tener en cuenta otros factores, como los de carácter tectónico.

VI.3.2.2.2. La interpretación morfotectónica

A raíz de estas observaciones y consideraciones se podría plantear la siguiente interpretación de signo morfotectónico, donde las condiciones climáticas del Cuaternario tendrían un papel secundario respecto a la actividad tectónica a lo largo del Cuaternario.

Durante la totalidad del proceso de instalación, incisión y desarrollo de la red fluvial sobre las superficies de raña y las altiplanicies miocenas se mantiene un leve pero apreciable basculamiento tectónico, definible como un descenso del área hacia el NE (o NNE). Dicho descenso -que podría dar lugar a una tendencia de los trazados a desplazarse en el sentido indicado- no tiene siempre el mismo ritmo, sino que se registran variaciones de intensidad, de modo que no se interfiere siempre del mismo modo con la dinámica de los cursos de agua (marcada permanentemente por una tendencia predominante a la incisión).

Podría plantearse todo el proceso enmarcado en una tectónica basculante muy moderada interrumpida por fases de intensificación o en una situación de práctica estabilidad interrumpida por fases de basculamiento. Durante las etapas de ralentización (o de ritmo normal) la dinámica fluvial es predominantemente erosiva y probablemente efectuada por cursos meandriiformes; en ellas los ríos abren sus valles y los profundizan, generando fondos aluviales. En cambio, durante las etapas de aceleración la dinámica fluvial pasa a ser básicamente sedimentadora y corresponder a lechos trenzados y, durante ellas, el basculamiento va dando preferencia a los canales mas desplazados hacia la derecha, es decir, hacia el NE. El desplazamiento lateral del eje de los valles se produce sólo en situaciones de anastomosis y resulta de la selección que la dinámica tectónica efectúa dentro de los canales trenzados, favoreciendo a los situados en el margen del lecho conforme al sentido del basculamiento.

Al volverse a una situación de ralentización o cese de la desnivelación tectónica se reactiva la incisión y la dinámica meandriiforme, pero ya en el margen derecho de los lechos o llanos aluviales. De este modo la mayor parte de su extensión se conserva y queda colgada en los márgenes izquierdas. La reiteración de estos ciclos sería la causa del desplazamiento de los cursos hacia el NE, de la presencia de aterrazamientos sólo en las márgenes izquierdas y de la mayor pendiente e inestabilidad que se registra en las márgenes derechas, derivadas éstas en último término de la zapa lateral de los ríos durante las etapas de encajamiento y meandrización.

Por lo que se refiere a los glaciares de enlace entre los aterrazamientos de las vertientes izquierdas, serían resultado de los diversos tipos de dinámica coluvial que se han sucedido desde la apertura de los valles y que han actuado siempre sobre un material muy suelto y - en la citada vertiente- sin la presencia de un agente de evacuación eficaz (los lechos más activos siempre se encontraban alejados: al otro lado del fondo aluvial).

Y es lógico pensar que en los episodios de menor intensidad (o ralentización) del basculamiento la competencia diseccionadora de los ríos se hace mayor y que en las etapas de mayor intensidad del basculamiento (o aceleración) del mismo dicha competencia se reduce.

VI.3.2.3. La disimetría de los valles a partir de una interpretación mixta

Como se ha visto, tanto desde una interpretación morfoclimática como morfotectónica se puede explicar el mecanismo por el cual al finalizar las fases de aluvionamiento los canales más importantes del lecho trenzado desarrollado durante ellas en el fondo de los valles -en los que se van a concentrar las aguas y las acciones de zapa durante la fase de excavación siguiente- son siempre los más próximos a la vertiente derecha, proceso que en

definitiva tiene como consecuencia la migración o desplazamiento lateral de los cursos de agua.

Dentro de la primera, la formación de los glacis de enlace o glacis terrazas colapsa los canales trenzados de la izquierda, favoreciendo la concentración de las aguas en los de la derecha, mientras que en la segunda, el basculamiento tectónico sostenido hacia la misma dirección provoca también la concentración de las aguas en la orilla derecha de los valles.

El problema a dilucidar es cuál de estas dos interpretaciones se ajusta mejor a los hechos y a los resultados de los análisis teniendo en cuenta las características topográficas, geomorfológicas, tectónicas y ambientales del área de estudio en los momentos y durante el proceso de instalación y excavación de los valles en los materiales de la cuenca sedimentaria. En realidad, aunque ambos modelos interpretativos de forma independiente podrían explicar la disimetría de los valles, también por sí solos presentan una serie de interrogantes difíciles de responder.

Por lo que se refiere al modelo morfoclimático, la principal objeción es que, a pesar de que las condiciones climáticas actuales no son propicias para la actividad de los procesos responsables de la formación y desarrollo de los glacis-terrazas -dada la disminución de las precipitaciones de nieve y la escasa permanencia de la misma en las laderas orientadas al E y al NE-, son numerosos los tramos en que los ríos están adosados a la orilla de la margen derecha, en la cual las acciones de zapa lateral son significativas. Resulta problemático que esta ubicación de los canales actuales se deba a una inercia mantenida de los tiempos fríos cuaternarios y parece más lógico ponerla en relación con un control tectónico en profundidad marcado por la subsidencia hacia el depocentro de la cuenca sedimentaria del Duero.

Sin embargo, al modelo morfotectónico también se le pueden realizar importantes objeciones. La primera es que -como se ha señalado-, a diferencia de la Cuenca de Madrid donde los estudios más recientes han puesto de manifiesto que la actividad tectónica ha sido importante a lo largo del Cuaternario e incluso perdura en la actualidad (GONZÁLEZ MARTÍN y ASENSIO AMOR, 1983; SILVA *et al.*, 1988; GARROTE y GARZÓN, 2000; GARROTE *et al.*, 2002.; GINER *et al.* 1996b, 1996c), dicha actividad no es patente durante dichas épocas en la Cuenca del Duero. Es más, las últimas interpretaciones sostienen que los accidentes tectónicos en el borde N del Sistema Central dejaron de funcionar o cesaron prácticamente su actividad en la transición Plioceno-Cuaternario. De acuerdo con ellas habría que descartar la incidencia del basculamiento o la desnivelación tectónica que parecen indicar las observaciones realizadas tanto en el área de estudio como en áreas próximas.

Puede decirse en consecuencia que ninguna de las dos interpretaciones es satisfactoria por sí misma. Pero la integración de las dos -como se expone a continuación- permite

explicar de forma más satisfactoria el desplazamiento lateral de los cursos fluviales y el modelado de los valles disimétricos en el sector de la cuenca sedimentaria del Duero incluido en el área de estudio (Fig. VI.1).

Desde esta perspectiva integradora la asimetría tan acusada de los valles de la alta cuenca del Duratón, a pesar de localizarse tan cercana al área de cabecera de los mismos, puede interpretarse por medio de la acción conjunta de una tectónica de comportamiento “pasivo o indirecto”, que se manifiesta en un condicionante tectónico en profundidad, que controla un basculamiento suave pero persistente hacia el E y NNE; y una dinámica climática de comportamiento “activo o directo”, donde los sucesivos cambios climáticos del Cuaternario controlan eficazmente las características de la hidrodinámica fluvial y los patrones de los lechos y activan o mitigan los procesos de meteorización y la dinámica de vertientes. De esta forma, a partir de los momentos en que se establece la red fluvial sobre la superficie o llanada de la raña o sobre la planicie miocena, los trazados de sus lechos se ven afectados por las pulsaciones climáticas y por la desnivelación o basculamiento tectónico, pudiendo darse en estas condiciones dos escenarios o situaciones diferentes:

a) Basculamiento tectónico coincidiendo con una etapa climática templada-húmeda, situación que es propicia para la excavación o incisión del fondo aluvial, llevada a cabo por cursos fluviales meandriiformes.

b) Basculamiento coincidiendo con una etapa climática fría, situación en la que se produce la sedimentación aluvial y el ensanchamiento del fondo con la construcción de las terrazas, a través del establecimiento de lechos trenzados. Durante ella se desarrolla fundamentalmente el desplazamiento lateral de los cursos y el establecimiento de la disimetría transversal de los valles: el mayor aporte de carga favorece el relleno y la anastomosis, al tiempo que el basculamiento propicia -junto los procesos relacionados con las condiciones climáticas frías en las vertientes izquierdas- la concentración de las aguas en los canales ubicados más a la derecha.

La combinación de tectónica basculante sostenida y cambios climáticos abre una vía para explicar el alto número de fases de aterrazamiento y de períodos de incisión deducidos de los datos de campo y de los análisis efectuados. En principio, es normal que la interferencia de la tectónica duplique o multiplique los efectos morfológicos de una fase climática, pero aún así resulta complicado dar razón del elevado número de terrazas y, sobre todo, su desarrollo tan próximo a la cabecera montañosa. En relación con ello sólo queda la posibilidad de que se desarrollen varios niveles de aluvionamiento durante una sola fase climática fría; y a este respecto el análisis sedimentológico de dichos niveles aluviales ha puesto en evidencia que los ríos durante su evolución a lo largo del cuaternario y en su trayecto por la cuenca sedimentaria tuvieron un comportamiento marcado por un régimen de claro matiz torrencial, conforme al cual se suceden crecidas o fuertes

pulsaciones de la corriente, posiblemente en intervalos temporales cortos pero capaces de efectuar un notable trabajo geomorfológico (tanto de acumulación como de arrastre y excavación).

Hay que pensar que, durante las fases climáticas frías, el deshielo estacional da lugar a un aumento importante y más o menos repentino del volumen de agua aportado a los cauces de los ríos. Éstos, al encontrar un fondo de valle bastante colmatado por los materiales proporcionados por la dinámica de vertientes durante el resto del año, se dividen en varios brazos formándose así canales trenzados capaces de efectuar una importante removilización o arrastre y redistribución de dichos materiales y de los aluviones nuevamente aportados, lo que se traduce en un ensanchamiento y zapa lateral del fondo. Lógicamente en esta etapa la actividad morfogenética en las laderas de la orilla izquierda es máxima, fruto del deshielo de la nieve acumulada en estas laderas mejor orientadas; una actividad consistente en importantes fenómenos gelifluidales asistidos por arroyada difusa cuya consecuencia es la formación de glaciares de enlace que tienden a suavizar los bordes de los escalones de las terrazas y los inmediatos al fondo aluvial activo en cada momento y a colapsar los canales trenzados situados más a la izquierda, lo que -junto con el basculamiento tectónico- favorece la concentración de las aguas en los canales más próximos a la vertiente derecha.

Por el contrario, fuera de la algo más templada estación de deshielo -a lo largo de la mayor parte del año- el aporte de agua es menor al estar en gran parte congelada y por tanto el caudal de los ríos es menor y más constante. En estas condiciones, las aguas fluviales anteriormente repartidas en los diferentes lechos trenzados tienden a concentrarse por efecto básicamente del basculamiento tectónico (ya que la actividad de las vertientes izquierdas se encuentra muy atenuada) en un único canal situado en la margen derecha, con la consiguiente formación de lechos con meandros, los cuales pueden ejercer una moderada acción excavadora acompañada también de una notable zapa lateral, lo que a lo largo de un periodo de tiempo suficiente puede dar lugar a la incisión dentro de una misma fase climática globalmente favorable a la sedimentación.

De este modo en una misma fase climática fría, las variaciones estacionales de la cantidad y volumen de agua (y de carga) suministrado al cauce de los ríos es capaz de provocar la concentración de las aguas de un lecho trenzado en los canales de uno de sus márgenes, debido fundamentalmente al basculamiento tectónico, lo que hace que la dinámica fluvial pase a meandriforme y, en consecuencia, a moderadamente excavadora: así el desplazamiento lateral incrementa su ritmo y se llega a unos altos niveles de disimetría transversal en los valles.

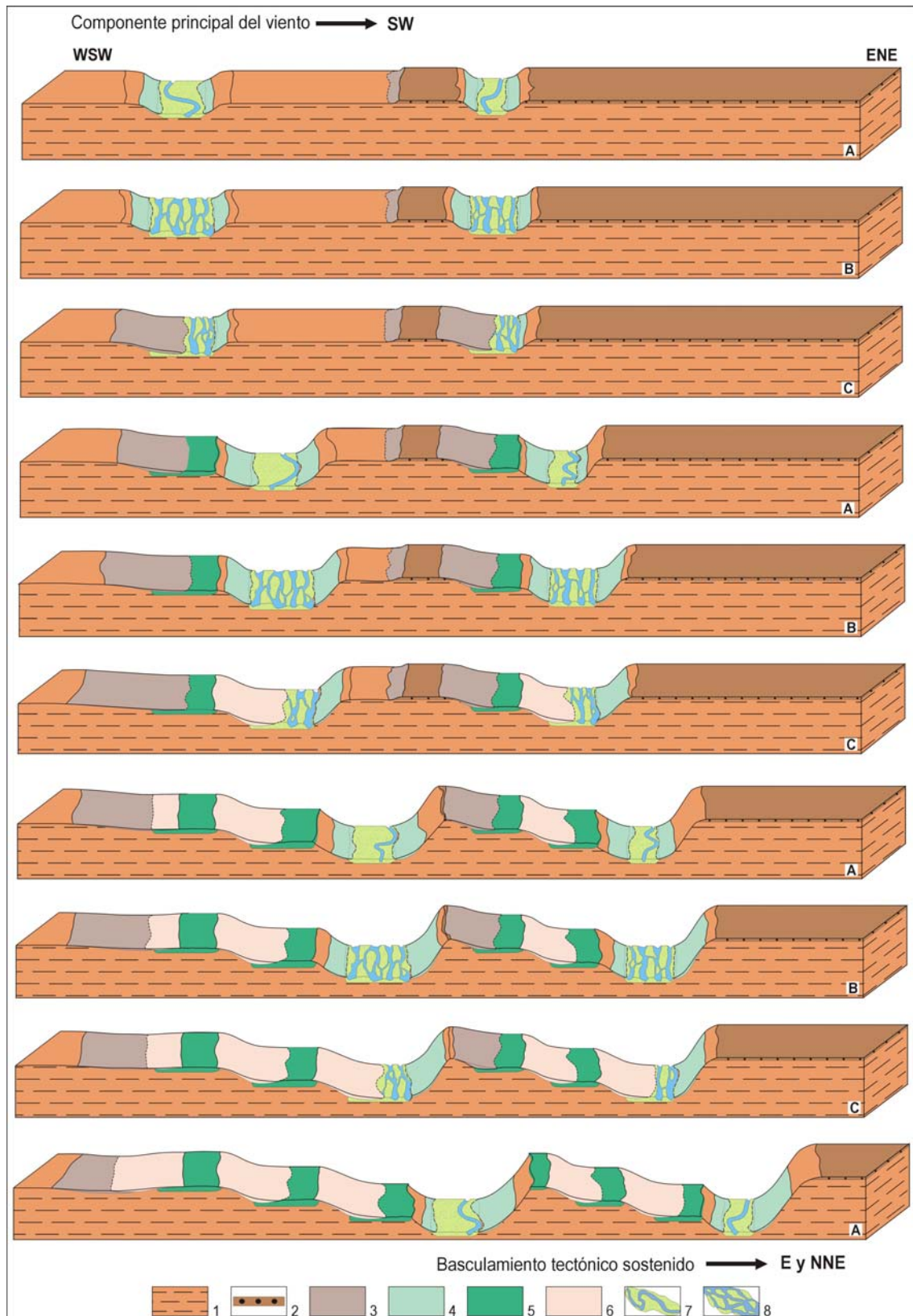


Fig. V.1. Modelo de la evolución de la disimetría de los valles abiertos en la cuenca, caracterizada por la reiteración de secuencias compuestas por: (A), fases de concentración de las aguas y excavación; (B), fases de relleno aluvial de los fondos de valle y formación de lechos anastomosados y (C), fases de colmatación de los canales próximos a las vertientes de la margen izquierda y concentración progresiva de las aguas en los canales de la margen derecha. 1. Relleno mioceno; 2. Superficie de la raña; 3. Glacis detríticos; 4. Glacis de ladera; 5. Lechos fluviales colgados (terrazas); 6. Glacis-terrazas; 7. Llanura aluvial con lechos meandriiformes y 8. Llanura aluvial con lechos trenzados.

Durante las fases climáticas templadas-húmedas, por su parte, la mayor abundancia de las precipitaciones y la menor retención estacional por congelación mantiene en los ríos un caudal más voluminoso y regular. Ello, unido a unas vertientes fitoestabilizadas que apenas suministran materiales al fondo de los valles propicia la concentración de las aguas en canales meandriformes, adosados principalmente a la margen derecha por efecto del basculamiento tectónico y dotados de una apreciable capacidad, no solo para zapar o socavar las márgenes derechas, sino también para incidir y excavar sobre su propio lecho.

Puede decirse pues que durante las etapas climáticas frías del Pleistoceno es muy probable que en el mismo curso de los ríos se produjese una alternancia en el tiempo de episodios de modelado de lechos trenzados o anastomosados y de modelado de lechos con meandros. Los primeros, desarrollados dentro de los períodos de deshielo estacional, coinciden con crecidas o con pulsaciones violentas de la corriente fluvial y su consecuencia es la sedimentación acompañada del desplazamiento y zapa lateral de los canales fluviales, que se traduce en un progresivo ensanchamiento del fondo valle. Los segundos, desarrollados en las estaciones de frío extremo, coinciden con un aporte menor de agua que se concentra -debido, como se ha dicho, al basculamiento tectónico- en los canales de la orilla derecha, cuya consecuencia es el mantenimiento de la zapa lateral pero también una actividad excavadora moderada. Por su parte, durante las fases de dominio de condiciones climáticas templado-húmedas los ríos discurren en lechos meandriformes con un caudal regular, los cuales están principalmente adosados por efecto de la tectónica a la vertiente derecha; y la actividad morfogénica de los meandros -ante una menor carga- se concentra en la incisión del fondo.

En conclusión, puede decirse, que el basculamiento tectónico sostenido y continuo favorece el proceso morfoclimático de desplazamiento lateral e intensifica (o multiplica) sus efectos, de manera que las fases de anastomosis (de origen climático) son imprescindibles, pero las dimensiones del proceso y de sus resultados no son explicables sin el basculamiento tectónico (o son difíciles de explicar sólo por circunstancias climáticas). A dicho basculamiento se debe -en parte- la concentración de las aguas en los canales de la margen derecha, resultando de ello la presencia de una activa y continua “margen de ataque u orilla de zapa”, que se mantiene en una medida muy apreciable en la actualidad.

Con base en esta interpretación es posible entender y explicar también la forma tan arqueada que presenta en planta el recinto de los distintos niveles de terrazas -en especial a partir de las terrazas medias-, así como el arqueamiento de los fondos aluviales actuales, bien patente en el valle del San Juan, en los tramos bajos del Duratón, del Serrano y del arroyo de Valarta. La consecuencia geomorfológica del acusado desplazamiento lateral, acompañado de la indicada incurvación, ha sido en determinados sectores del trazado de los valles la reducción de los espacios interfluviales, los cuales han quedado reducidos a

estrechas franjas correspondientes a superficies miocenas; incluso en algunos casos se ha llegado a la destrucción total del interfluvio heredado e incluso al desmantelamiento de las terrazas altas y medias.

Este resultado extremo se puede observar en los ríos Duratón y Serrano -los más caudalosos y de mayor capacidad erosiva-, en el tramo de ambos cursos antes de que penetren en el macizo de Sepúlveda. Probablemente en los momentos iniciales del su establecimiento ambos discurrirían paralelos entre sí según un rumbo SE-NW y estarían separados en este sector en torno a los 2,5-3 km. A medida que progresaba el encajamiento acompañado del desplazamiento, tanto el uno como el otro irían dejando sus terrazas hasta que un momento dado el río Duratón, tras erosionar completamente el interfluvio formado por las superficies miocenas, comenzó a desmantelar las terrazas altas construidas por el vecino río Serrano. De esta forma, puede decirse, que incluso, el río Duratón se ha alimentado de depósitos fluviales ya bastante desgastados, puesto que fueron movilizados y arrastrados anteriormente por otro eje fluvial, concretamente por el Serrano.

En suma, los ríos han registrado un desplazamiento o migración variable y han modelado, a pesar de tratarse de cursos de moderada o escasa entidad y bastante próximos a sus cabeceras, valles marcadamente disimétricos. La migración total con respecto a su posición inicial es variable, pues depende de la magnitud e importancia de cada eje fluvial, es decir de la mayor capacidad morfogenética de cada uno; pero oscila entre 3 km, en los ríos Duratón y Serrano, y algo más de 1,5 km, en el San Juan y el Casilla. Este desplazamiento de los ejes principales de la esorrentía fluvial dentro de los fondos aluviales, que se registra durante las fases de clima frío, hace que en las fases de mayor templanza la incisión de los ríos se efectúe en trazados que se sitúan cada vez más a la derecha. De ahí que se conserven en las márgenes izquierdas los sucesivos niveles de aluvionamiento generados en relación con las pulsaciones frías pleistocenas y que aparezcan enlazados por suaves glaciares detríticos y que en las márgenes derechas se mantengan laderas de mucho menor desarrollo y mayor pendiente donde faltan los depósitos fluviales y se registra una permanente inestabilidad geomorfológica.

VI.4. LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS VALLES DE TIPO CAÑÓN U HOZ.

A diferencia de los valles abiertos y marcadamente disimétricos que -como se acaba de explicar- los ríos modelan en los materiales detríticos de la cuenca sedimentaria, cuando alguno de ellos atraviesa los afloramientos calcáreos cretácicos (y en menor medida paleógenos) del piedemonte y del macizo de Sepúlveda se labran valles estrechos y profundos sin apenas disimetría, adquiriendo una morfología típica de cañones u “hoces”, el exponente más representativo y espectacular de las cuales es el conjunto de las

denominadas Hoces del Duratón. Los diferentes procesos geomorfológicos que han actuado sobre las distintas formaciones litoestratigráficas carbonatadas han modelado sin embargo dos tipos de valles dentro del genero indicado, que presentan rasgos morfométricos y morfológicos propios: por un lado, los cañones u hoces estrechas, modeladas en el complejo dolomítico masivo intermedio del Cretácico superior; y por otro, los cañones u hoces abiertas, que se excavan en el complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico y en las unidades conglomeráticas deformadas del Oligoceno-Mioceno. También, la propia disposición en planta de las formaciones litoestratigráficas ha posibilitado que los ríos excaven en algunos tramos sus valles en la combinación de varios complejos morfolitológicos, dando lugar a la apertura y modelado de “hoces o cañones mixtos”.

En todo caso, la sucesión estratigráfica de los materiales cretácicos y paleógenos ha supuesto que los ríos al excavarlos modelen hoces o cañones que presentan habitualmente, de arriba a abajo, la siguiente secuencia: comienzan definiendo un tramo relativamente corto de hoz abierta sobre el complejo dolomítico-margoso superior del Cretácico o sobre las unidades conglomeráticas deformadas del Oligoceno-Mioceno; a continuación se encuentra un tramo muy corto de hoz mixta modelado en su parte superior en éste último complejo y en su parte inferior sobre el complejo dolomítico masivo intermedio; y finalmente, sobre este último se excavan los cañones u hoces propiamente dichos (a los que se ha denominado cañones u hoces estrechos), que además presentan un desarrollo mayor. En ocasiones, los ríos terminan por excavar el complejo arenoso-silíceo inferior del Cretácico, lo que tiene como resultado la apertura de un tramo de hoz bastante amplio en su segmento inferior y en su fondo.

Dado que los referidos complejos se encuentran afectados por la tectónica, que ha deformado significativamente los materiales que los constituyen, la disposición que éstos presentan tiene una especial importancia en el encajamiento y en el trazado de los cursos de agua. Como ya se explicó con detalle en el apartado y capítulo correspondiente, el Duratón y sus afluentes excavan en una parte de sus recorridos una estructura tectónica constituida por varias escamas o bloques del basamento imbricados de dirección NE en el piedemonte y E-W (con progresiva incurvación hacia el NW en su tramo occidental) en el macizo de Sepúlveda. Estas escamas están separadas por fallas inversas o cabalgamientos y por lo general suelen conservar la cobertera o tegumento cretácico y paleógeno. Es precisamente esta cobertera al adaptarse a la deformación de las citadas escamas la que permite reconocer la disposición de la estructura. Ésta se resuelve en pliegues monoclinales o pliegues en rodilla muy violentos y disimétricos: los flancos meridionales presentan una amplia extensión con un débil buzamiento hacia el SE, aunque también hacia el S y SW, mientras que los flancos septentrionales tienen un corto desarrollo y una fuerte inclinación, llegando a estar muy verticalizados o a veces invertidos.

Estos rasgos genéricos de la estructura se hacen algo más complejos en el macizo de Sepúlveda, tal como igualmente se ha explicado en el capítulo referente a las unidades morfoestructurales. Este macizo está articulado en tres escamas o bloques del basamento, a las cuales se asocia una amplia cobertera cretácica. La disposición de los estratos cretácicos reproduce una estructura semidomática con un frente enérgico hacia el N y NW. Este frente presenta un tramo central que ha experimentado un mayor levantamiento o “salto”, mientras que hacia sus extremos esta elevación desciende progresivamente hasta prácticamente desaparecer. Por su parte, el “espaldar” o dorso presenta un desarrollo amplio y extenso, suavemente inclinado hacia el S pero según se acerca la terminación de sus bordes también hacia el SE el SW; por lo tanto presenta una disposición de forma abombada desde el centro hacia sus extremos laterales. Puede decirse que la cobertera cretácica presenta una configuración semidomática o semicupuliforme, con un frente marcado, que coincide con la propagación de los planos de falla hacia la superficie, y un dorso amplio y de gran desarrollo que se inclina progresivamente hacia sus bordes y que pudo -como ahora se verá- condicionar un relleno mioceno desigual en espesor del citado conjunto, en cuyas estructuras plegadas dolomíticas los ríos han modelado los cañones u hoces.

VI.4.1. LA ADAPTACIÓN DE LA RED HIDROGRÁFICA A LAS ESTRUCTURAS PLEGADAS DEL PIEDEMONTES Y DEL MACIZO DE SEPÚLVEDA

VI.4.1.1. El trazado de los valles y el control estructural: Las observaciones de partida y antecedentes previos.

La observación de la cartografía geomorfológica elaborada y el análisis de la red hidrográfica cuando atraviesa las estructuras plegadas del piedemonte y del macizo de Sepúlveda muestra varios hechos a destacar, que permiten interpretar la situación de partida previa inmediatamente a la instalación de los ríos sobre estas morfoestructuras:

a) En el piedemonte el trazado de los cañones (cañón de Prádena, cañón de Casla) es básicamente rectilíneo, sin que apenas se hayan modelado meandros; solamente el cañón de las Castrosernas muestra algo más sinuosidad, la cual se incrementa a medida que se aleja de la base de la sierra. Por su parte, los cañones u hoces excavados en el macizo de Sepúlveda muestran por lo general trazados claramente meandriformes. Concretamente, el Duratón define unas hoces con un trazado donde se suceden sin solución de continuidad toda una serie de meandros profundamente encajados y por lo general de amplio radio de curvatura, uno de los cuales se encuentra en la actualidad abandonado.

b) Los ríos cuando cortan o atraviesan los anticlinales de las estructuras plegadas manifiestan una significativa adaptación a la caída septentrional de estos pliegues, tal como se observa en el río Duratón, que tras atravesar el cabalgamiento de Sepúlveda en el sector oriental de éste, a los pocos centenares de metros gira bruscamente adaptándose a la dirección de dicho accidente, formando un curso subsecuente que se prolonga durante varios kilómetros encajado en la conexión entre el eje sinclinal del accidente de Sepúlveda y el borde meridional del dorso del cabalgamiento de Villaseca (BRAVARD, 1965). El río San Juan, por su parte, cuando corta el pliegue asociado al cabalgamiento de Sepúlveda en el sector occidental, cambia de dirección y se adapta a dicho accidente durante unos kilómetros antes de desembocar en el Duratón. Y finalmente el río Caslilla, tras atravesar la flexión o pliegue monoclinal de la urbanización de los Cortos, se encaja en los materiales miocenos de la cuenca sedimentaria, pero inicialmente cambia de rumbo adaptándose a dicho accidente, a pesar de que -como se ha dicho- está fosilizado por el recubrimiento mioceno, lo que evidencia un control tectónico en profundidad.

El profundo encajamiento y el trazado marcadamente meandriforme de los cañones, junto con el control estructural registrado en algunos tramos de los mismos, han llevado a plantear diversas interpretaciones acerca de la instalación y adaptación de los cursos de agua al ámbito morfoestructural que surcan y a valorar en qué medida los caracteres de éste pudieron gobernar la trayectoria y la acción modeladora de los ejes fluviales. La mayor parte de estas interpretaciones se han centrado en el macizo de Sepúlveda y se han referido en concreto a la hoz del Duratón.

En 1965 Yves BRAVARD señala ya como posible responsable de la instalación de este río en los relieves plegados del citado macizo a un fenómeno de sobreimposición: dice este autor que “el relleno mioceno ha podido fosilizar la parte meridional del macizo de Monterrubio, es decir, la zona plegada de Sepúlveda” y a continuación señala que la observación de la red hidrográfica muestra que el trazado fluvial meandriforme parece indiferente a las estructuras tectónicas, optando por una explicación basada en la idea de una sobreimposición o epigénesis general de la red hidrográfica. Sin embargo años más tarde, en publicaciones sobre el karst del cañón del Duratón dirigidas por A. ERASO (BULLÓN MATA *et al.*, 1978; ERASO *et al.*, 1980) se concluye que el trazado fuertemente sinuoso de la hoz no obedece a un fenómeno de sobreimposición, como a primera vista aparenta, sino que ha sido motivado prioritariamente por factores estructurales: son precisamente “las direcciones preferenciales del diaclasado las que condicionaron el desarrollo de los meandros”. Aunque fuera de los límites estrictos del territorio estudiado, C. CASCOS MARAÑA (1991) alude de forma escueta al tema en su estudio geomorfológico sobre la Serrezuela de Pradales, afirmando que el profundo encajamiento del Duratón -con el desarrollo de meandros encajados- en el afloramiento calcáreo de Fuentidueña tiene un carácter epigénico, ya que este afloramiento o domo

“resultó fosilizado por el Vallesiense al término del Mioceno”. Más recientemente A. DÍEZ HERRERO (1996) entiende el trazado sinuoso y el profundo encajamiento del cañón del Duratón como consecuencia de una combinación de sobreimposición y antedecencia, en relación con una neotectónica pleistocena.

Las interpretaciones realizadas en nuestro trabajo de investigación parten de dos observaciones morfológicas y morfotectónicas bien confirmadas. La primera es el desigual trazado que presentan las hoces o cañones que se excavan en el piedemonte, más rectilíneo, y las que se inscriben en el macizo de Sepúlveda, mucho más meandriforme; ello permite afirmar que el proceso inicial de encajamiento y la evolución posterior de los cañones fue distinta en estas dos unidades morfoestructurales. Y la segunda es la evidencia de que el relieve plegado ejerce un importante control estructural sobre la dirección de los cursos fluviales; un control posiblemente de carácter pasivo, pero que condiciona la adaptación de algunos tramos de los cursos a la caída septentrional de los pliegues monoclinales, definiendo rumbos subsecuentes. En virtud de estas consideraciones se plantea la siguiente interpretación sobre la instalación inicial de los ríos en el piedemonte calcáreo y en el macizo de Sepúlveda.

VI.4.1.2. El establecimiento de los ríos en los relieves plegados del piedemonte y del macizo de Sepúlveda. La primacía del carácter epigénico de los cañones u hoces

En el primer capítulo de este apartado final de la investigación se planteaba que el relieve previo a la instalación de los cursos de agua estaba conformado por una superficie de colmatación fini-terciaria que enrasaba morfológicamente por un lado con el piedemonte y por otro se prolongaba recubriendo ampliamente, aunque desigualmente en cuanto a espesor, los relieves del actual macizo de Sepúlveda.

A partir de este marco de partida los ríos incidieron en primer lugar sobre el piedemonte, encajándose directamente sobre materiales duros y competentes basculados hacia el SE. Las características litológicas y tectónicas favorecieron en este caso la apertura de valles básicamente rectilíneos, como lo demuestra el trazado de la hoz de Casla (salvo en su terminación) y el de la hoz de Prádena.

Más adelante, los cursos de agua discurrieron y realizaron inicialmente su labor de modelado sobre el recubrimiento detrítico neógeno, que por entonces fosilizaba ampliamente el Macizo de Sepúlveda. Los caracteres litológicos y sedimentológicos de dicho recubrimiento, en concreto su escasa compacidad y el relativamente bajo calibre de las partículas que lo forman, son muy propicios para que se desarrolle una morfodinámica fluvial capaz de modelar lechos móviles de tipo meandriforme (MUÑOZ y PALACIOS, 1990), de modo que sobre él los ríos San Juan, Caslilla y Duratón pudieron circular de

forma divagante, adquiriendo enseguida un trazado notablemente sinuoso. Y con este tipo de trazado ya desarrollado en mayor o menor medida fueron erosionando esta cubierta detrítica subhorizontal hasta alcanzar, con desigual rapidez según su espesor y su localización, los materiales cretácicos. Al llegar a estas capas compactas y mayoritariamente carbonatadas los ríos perdieron su dinámica divagante, pero el trazado meandriforme desarrollado previamente quedó estable y se imprimió incidiendo y profundizando en ellas. No obstante dentro de esta evolución inicial, los ríos al atravesar los pliegues anticlinales asociados a los cabalgamientos o fallas inversas -aún soterrados bajo el espesor de sedimentos detríticos terciarios-, experimentaron algunos cambios en la dirección de trayectoria. Ha de hablarse por ello de un proceso de sobreimposición afectado por un cierto control tectónico indirecto.

El carácter epigénico del cañón de las Castrosernas, que se abre sobre un afloramiento cretácico pseudohorizontal asociado al cabalgamiento de Caballar-Arahetes-La Matilla-Valdesaz resulta evidente, ya que las dos vertientes del mismo están culminadas por depósitos miocenos. De igual modo, la hoz de la Presa del Barrio y la hoz-combe de Sepúlveda se han excavado a través de un claro proceso de sobreimposición en el borde meridional del macizo de Sepúlveda, en concreto sobre el dorso del pliegue monoclinal de Sepúlveda-Villar de Sobrepeña: la primera se abre en el extremo suroccidental, bordeando o contorneando el dorso de esta flexión, y las culminaciones de sus laderas tienen una altura absoluta entre los 940 y los 1000 m, muy por debajo de la altitud de algunos cerros o replanos miocenos próximos; la segunda, labrada por el río Caslilla en el sector suroriental del pliegue monoclinal de Sepúlveda, alcanza en sus vertientes poco antes de confluir con el Duratón una altura absoluta de 1030-1040 m, la cual -según se ha visto- queda por debajo de la correspondiente a la superficie colmatación miocena. También algunos caracteres que atestiguan la sobreimposición de los ríos al encajarse sobre las estructuras cretácicas pueden observarse en la actualidad y con claridad en el puente de Tanarro, donde río Caslilla está excavando un valle modelado, en su tramo medio alto, sobre el relleno mioceno y, en su tramo inferior, sobre litologías dolomítico-margosas del Cretácico superior. En concreto, tomando como referencia la cotas topográficas de los cerros miocenos, puede estimarse que las estructuras cretácicas donde se abre el cañón de Castroserna de Abajo estuvieron fosilizadas por un espesor de sedimentos detríticos de entre 20 y 70 m; que en el cañón de la Presa del Barrio, así como la hoz abierta de Aldealcorvo, este espesor alcanzó entre 65 y 150 m; y, finalmente, que en la hoz de Sepúlveda las series mesozoicas plegadas estuvieron recubiertas por depósitos miocenos cuya potencia oscilaba entre unos 80 m en su inicio y menos de 10-20 m en su parte final. No se pueden albergar en consecuencia dudas sobre el encajamiento epigénico de los cañones menores -cañón de las Castrosernas, cañón de la Presa del Barrio y hoz-combe de Sepúlveda-; y, aunque es algo más complicado, son numerosos los datos que llevan a atribuir también un carácter inequívocamente epigénico al inicio y al desarrollo del gran conjunto de las Hoces del Duratón.

Puede decirse como conclusión que los tramos de valle que actualmente tienen el carácter de cañones comenzaron a labrarse sobre un recubrimiento detrítico, a excepción de los sectores del piedemonte más próximos a la sierra; como consecuencia de ello han mantenido y fijado el trazado relativamente meandriforme que inicialmente les caracterizaba al encajarse sobre las unidades litoestratigráficas duras infrayacente, en un claro proceso de epigénesis.

VI.4.1.3. El proceso de encajamiento y la evolución geomorfológica de los cañones u hoces: la presencia de restos fluviales y de modelados residuales

Parece claro que, a medida que los ríos profundizaron en los materiales neógenos, fueron alcanzando las capas calcáreas del piedemonte y en especial del borde meridional del Macizo de Sepúlveda y se encajaron epigénicamente en ellas, al tiempo que se producía la exhumación paulatina de éste al ser dismantelado y barrido el citado recubrimiento detrítico neógeno. Además, a medida que se iban descubriendo las capas carbonatadas, continuó el proceso de karstificación que afecta levemente a la superficie de estas unidades morfoestructurales, pero que actúa con mayor eficacia en el interior del macizo de Sepúlveda. En este sentido, el aplanamiento situado entre los 1030 y 1045 m, definido como una superficie de aplanamiento kárstica (ERASO *et al.*, 1980; BULLÓN MATA *et al.*, 1978), bien desarrollado en la culminación de la margen derecha de la hoz entre los meridianos de Sepúlveda y del Villar de Sobrepeña, pudo desarrollarse en las primeras fases iniciales del encajamiento o apertura de la hoz del río Duratón, momento en el cual también debieron ser funcionales algunos arroyos que labraron pequeñas hoces autóctonas (arroyo del Barranco o del Vallejo de las Cárcavas). De igual modo y con las mismas características pero con mayor intensidad la disolución kárstica continuó afectando al piedemonte calcáreo (MORENO SANZ, 1979-80, 1988; GUTIÉRREZ NEVADO, 1988a; BAREA, 2001, 2002).

A partir de este momento de epigénesis y karstificación, los ríos continuaron su encajamiento. Aunque -como se ha señalado- son grandes las dificultades para encontrar testimonios materiales capaces de diferenciar las distintas fases de la evolución geomorfológica cuaternaria en los materiales duros y compactos sobre los que se modelan los tramos de cañón u hoz (HERNÁNDEZ PACHECO, 1932; GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, 1993; FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1996), se han encontrado restos de formas o formaciones fluviales suficientes para reconstruir con cierta precisión su evolución en el área de estudio. En concreto, se han detectado una serie abundante de depósitos colgados con aspecto aluvial en la hoz de las Castrosernas, en la de la Presa del Barrio y, sobre todo, en las Hoces del Duratón, así como ciertas formas de detalle relacionables con antiguas posiciones del lecho, como los *flared slopes* o las vertientes en extraplomo desarrollados indistintamente en el conjunto de las hoces, pero que alcanzan su mejor desarrollo en las Hoces del Duratón y sobre todo en la hoz de Casla.

VI.4.1.3.1. Los niveles de acumulación fluvial.

En trabajos previos referentes a los cañones del área de estudio se ha aludido a la existencia de algunos restos de depósitos aluviales asociables a terrazas degradadas (ERASO *et al.*, 1980; BULLÓN MATA *et al.*, 1978; DÍEZ HERRERO *et al.*, 1996) en las Hoces del Duratón, pero en ningún momento fueron identificados cartográficamente ni se situaron de forma precisa a su cota relativa con respecto al fondo actual del río. Una de las aportaciones más importantes de esta investigación ha sido el hallazgo y la localización planimétrica y altimétrica precisa de todos estos enclaves recubiertos por depósitos detríticos sueltos formados fundamentalmente por cantos y gravas de cuarzo y en menor medida de cuarcita y rocas metamórficas, que se distribuyen de forma aparentemente dispersa en la superficie culminante y en las laderas de los cañones u hoces, presentando las mismas características sedimentológicas que los aluviones de las terrazas de los valles abiertos en la cuenca sedimentaria. Estos retazos de topografía aplanada y más o menos escalonada se asemejan a los que en otros cañones se han interpretado como restos de niveles de acumulación fluvial, que se caracterizan por la precariedad de los afloramientos -reducido a un recubrimiento superficial de gravas y cantos sueltos-, por su reducida extensión y potencia y por su falta de expresividad geomorfológica, al no constituir generalmente terrazas desde el punto de vista geomorfológico, aunque sí desde el punto de vista sedimentológico (FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1996).

El reconocimiento exhaustivo de campo acompañado del levantamiento de perfiles morfotopográficos, conjuntamente con el análisis altimétrico de las laderas de las hoces (en especial las del Duratón) y la cartografía geomorfológica, permite aseverar que este conjunto de retazos aluviales no forman un canturreal disperso ni una serie de enclaves carentes de conexión, sino que se pueden agrupar definiendo una sucesión de niveles fluviales colgados a distintas alturas con respecto al fondo aluvial actual y que además pueden correlacionarse bastante bien con las terrazas definidas en los tramos de valle de la cuenca sedimentaria.

Se han encontrado restos de este tipo, más o menos aislados, en la hoz de las Castrosernas (a +3-5 m; +10-15 m; +15-20 m y +45-50 m) y también en la hoz de la Presa del Barrio (a +3-5 m, +24-28 m y +50 m). Pero es sin duda en las hoces del Duratón donde se ha descubierto una secuencia más completa, con 11 niveles de acumulación fluvial que, teniendo en cuenta sus alturas relativas, se han agrupado en “bajos” (+2-3 m, +5-7 m, +12-15 m, 18-20 m), medios (+25-30 m, +40-45 m, +50-60 m) y altos (+65-75 m, +85-95 m, +105-110 m). Se han localizado así mismo algunas hombreras situadas a +120-130 m, que, aunque no presentan depósito aluvial alguno, pueden estar relacionados con un momento inicial del modelado del valle. Y es de destacar que la mayor parte de los enclaves o rellanos encontrados en las Hoces del Duratón corresponden a los niveles altos,

descendiendo su número conforme su cota relativa se aproxima al cauce actual hasta el punto que los niveles bajos aparecen de forma muy puntual o esporádica.

Es igualmente significativo el hecho de que estos retazos aluviales se localicen preferentemente en las denominadas altas laderas de transición y en la cara interna de los meandros encajados. Dentro de las primeras, que constituyen áreas más o menos degradadas que enlazan las superficies culminantes del macizo de Sepúlveda y las paredes propiamente dichas del cañón, aparecen con mayor profusión en el sector oriental y occidental de la Hoz, concretamente en la margen derecha tanto de la ladera de Santa Cruz como de la presa de la Molinilla, apareciendo en el primero de dichos ámbitos -en un perfil de algo menos de 2 km- una sucesión de hasta 6 niveles, mientras que en el segundo -en poco menos de 1 km- se suceden al menos 5 niveles. Por su parte, la cara interna de los meandros constituye un segundo lugar propicio para la conservación de retazos fluviales, pero en este caso por lo general se encuentran uno o dos y como mucho se han reconocido tres niveles en un mismo meandro (meandro del puente romano de Talcano y meandro del Cruzadero).

Todo ello, en definitiva, permite confirmar que la evolución de estos valles de tipo cañón u hoz -en especial las Hoces del Duratón- fue compleja y que, al igual que ocurre con los valles abiertos de la cuenca sedimentaria, está marcada por la alternancia de episodios o fases de encajamiento y estabilización o aluvionamiento.

VI.4.1.3.1. La presencia de formas erosivas de detalle: las balmas.

Los abrigos corridos o balmas pueden reconocerse en las paredes de la mayoría de los cañones u hoces, aunque alcanzan su mejor desarrollo en la hoz del Duratón y sobre todo en el cañón de Casla, siendo sólo en este último donde se las ha estudiado con cierto detalle (TANARRO, 1996). En la pared de la margen derecha de éste se han reconocido al menos cuatro niveles de escarpes sobreexcavados en su base con distinto grado de conservación, que pueden interpretarse como testigos de otras tantas fases climáticas que condicionaron -frenándolo temporalmente- el encajamiento del río Caslilla. En estos períodos se produce, en el contacto de los escarpes con el fondo del valle, un proceso de erosión subsuperficial favorecido por la presencia en él de un suelo o regolito capaz de retener las aguas que escurrían de los escarpes. Esto produce una intensa meteorización por disolución de la roca, que progresa horizontalmente hacia el interior de la vertiente rocosa, acompañada o sucedida por procesos de tafonización favorecidos también por las propias características estructurales del roquedo dolomítico (planos de estratificación, niveles margosos) (ALONSO, 1981). Después, a medida que progresivamente el río reanuda su encajamiento, se produce la evacuación del regolito por medio de procesos como la arroyada difusa o el arrastre del propio río y la aparición propiamente dicha de la balma. Pero también es muy frecuente, tal como puede contemplarse en la actualidad, que la

propia corriente fluvial se adose a una de las orillas y produzca una zapa lateral y una disolución simultánea en el contacto de la corriente de agua con la pared dolomítica con la consiguiente formación del abrigo. En todo caso, es incuestionable que estas balmas constituyen testimonios de episodios de estabilización de los ríos o de ralentización muy marcada de su actividad excavadora sobre el roquedo carbonatado.

VI.4.2. LA INTERPRETACIÓN DE LA INSTALACIÓN Y DEL PROCESO DE ENCAJAMIENTO DE LAS HOCES DEL DURATÓN

La relativamente abundante presencia de antiguos niveles de acumulación fluvial –a la que se ha hecho referencia-, junto con la más circunstancial de abrigos o balmas, ofrece la posibilidad de reconstruir el proceso de encajamiento del río Duratón en el macizo de Sepúlveda desde los momentos previos a su instalación hasta el modelado final de la hoz tal como hoy se observa.

VI.4.2.1. La instalación o encajamiento inicial del río Duratón en el macizo calcáreo de Sepúlveda. La fosilización diferencial del macizo

Como se ha indicado y confirmado, al término del ciclo de sedimentación neógeno todo el relieve del macizo de Sepúlveda quedó prácticamente fosilizado o recubierto por sedimentos detríticos, pero este recubrimiento era muy desigual en cuanto a potencia: las áreas estructuralmente más deprimidas (los sectores laterales o extremos de las flexiones y los dorsos de estos pliegues monoclinales) fueron rellenadas y colmatadas por un espesor importante de sedimentos, mientras que las más elevadas -y arrasadas- (eje central de los bloques o escamas), fueron levemente recubiertas o bien enrasaban con los propios sedimentos del relleno detrítico (Fig. VI.2)

Según esto, el trazado meandriforme de las hoces modeladas por el Duratón en este marco estructural se debe genéricamente a un fenómeno de sobreimposición o epigénesis, gracias al cual los meandros que se dibujaron en la cobertera detrítica neógena se mantuvieron cuando el río comenzó a excavar los materiales dolomíticos y calizos del Cretácico. Pero el encajamiento y la evolución morfológica posterior fueron diferentes según la elevación estructural y el espesor del recubrimiento sedimentario mioceno

En los sectores más levantados y con menor espesor de sedimentos detríticos el río alcanzó enseguida los materiales dolomíticos y calizos, quedando su trazado meandriforme impreso y prácticamente fijado en ellos a lo largo del encajamiento. Esto es lo que ocurre en el tramo de hoz subsecuente al pliegue de Sepúlveda entre esta localidad y el Villar de Sobrepeña, así como en el tramo final de la hoz, entre el Monasterio de la Hoz y la presa

de Burgomillodo; y son precisamente estos tramos los que presentan un trazado más marcadamente sinuoso, con meandros fuertemente encajados y de amplio radio de curvatura. Esto parece indicar que el río al quedar confinado y fijado en esta litología resistente realizó un trabajo fundamentalmente de profundización, aunque se mantuvo una apreciable zapa lateral capaz sólo de ampliar la curvatura de algunos meandros pero no de producir un desplazamiento lateral del cauce.

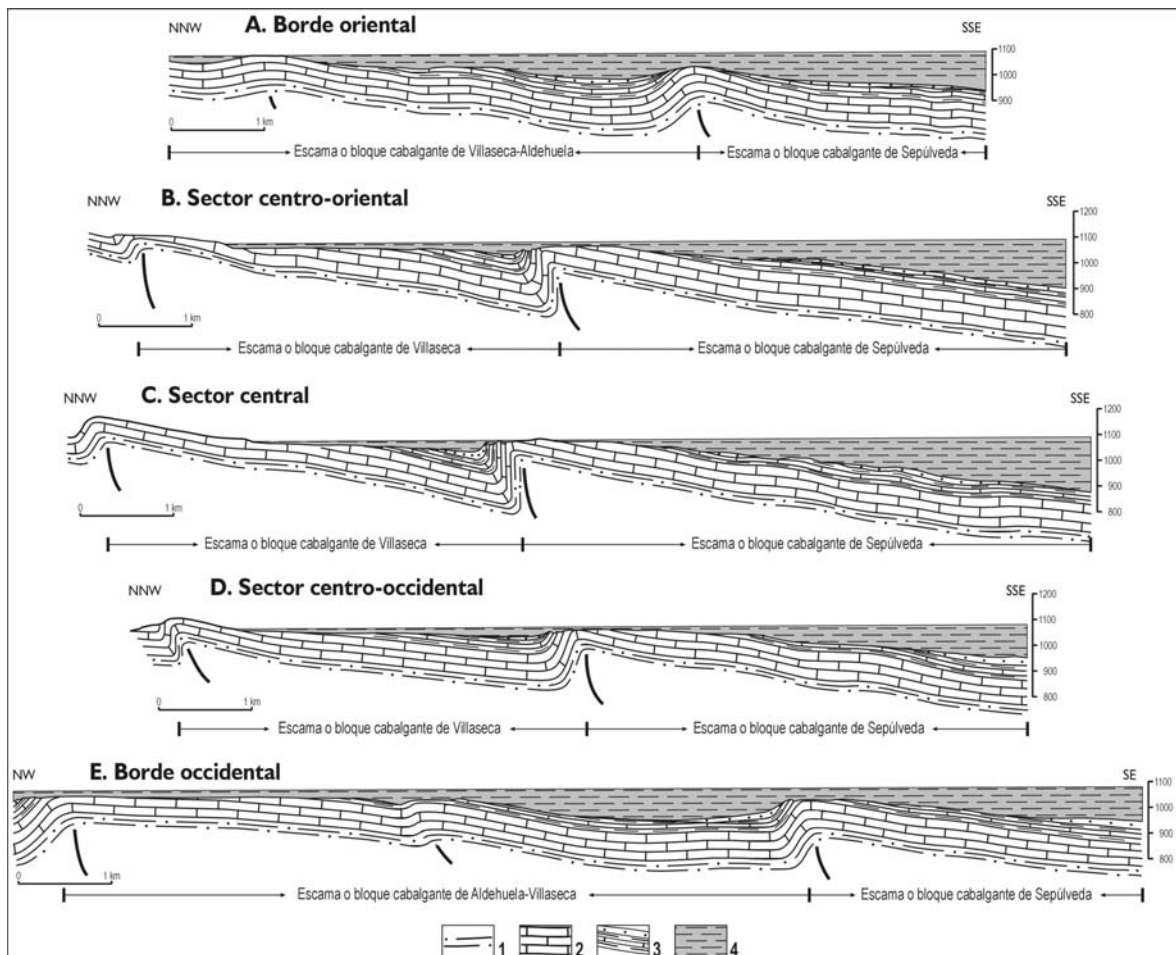


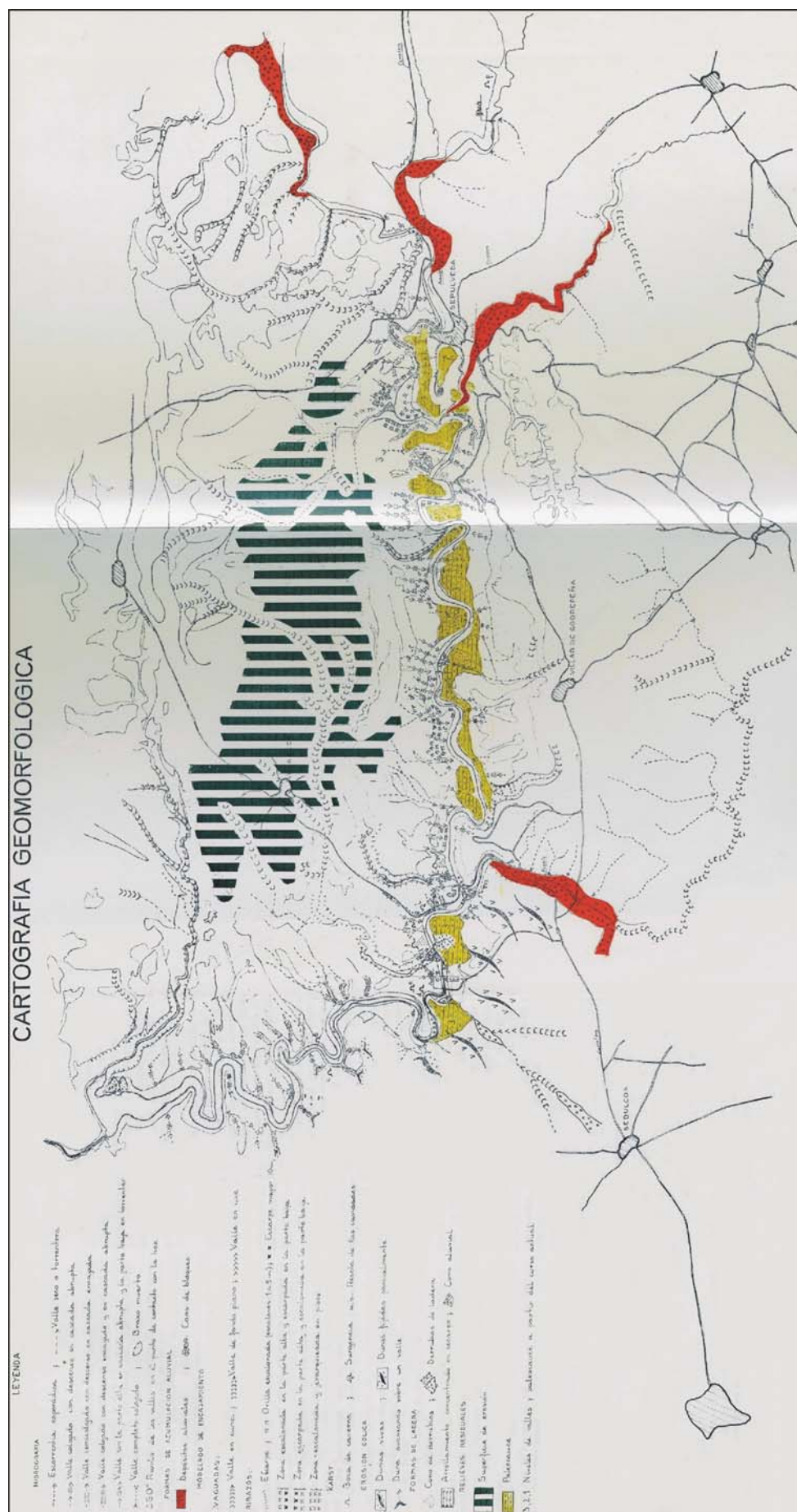
Fig. VI.2. Perfiles que muestran el relleno diferencial mioceno del macizo de Sepúlveda en los momentos previos del encajamiento del río Duratón. 1. Complejo morfolitológico arenoso-silíceo del Cretácico superior; 2. Complejo morfolitológico dolomítico masivo del Cretácico superior; 3. Complejo morfolitológico dolomítico margoso del Cretácico superior y unidades conglomeráticas del Oligoceno-Mioceno inferior; 4. Relleno mioceno

Por el contrario, en los sectores menos levantados y que por ello fueron recubiertos por un espesor considerable de depósitos detríticos el río tardó más tiempo en alcanzar y excavar los duros materiales dolomíticos. En estos sectores, que se corresponden con el tramo de hoz de Santa Cruz y con el de la Presa de la Molinilla-Ermita N^ª S^a de la Calleja, llama la atención la escasa profundidad del cañón (menos de 30 metros) y la presencia en las laderas de la margen derecha de sucesiones de niveles de acumulación fluvial. Todo indica que en estos sectores, recubiertos por un mayor volumen de sedimentos detríticos, el

valle incluso antes de encajarse y quedar impreso en los materiales duros y compactos dolomíticos acusó un moderado desplazamiento lateral.

VI.4.2.2. El proceso del encajamiento de las Hoces del Duratón. Las interpretaciones previas: el problema del paleocauce o paleovalle

Los trabajos expresamente dedicados a la interpretación de la geomorfología de este tramo del valle del Duratón no son muy numerosos. El primero y más completo de ellos es el dirigido por A. ERASO *et al.*, en 1980, una versión resumida del cual se había publicado con anterioridad (BULLÓN MATA *et al.*, 1978). En él se afirma que el primer testimonio del encajamiento del río Duratón en las series dolomíticas del macizo de Sepúlveda es la presencia de un antiguo valle, al que denominan “paleovalle” o “paleocauce” (Fig. VI.3). Tendría éste unos 150 m de ancho, fondo plano y un trazado rectilíneo, pudiendo apreciarse restos del mismo por encima de los bordes del cañón propiamente dicho, formando unos rellanos a modo de hombreras, y en las partes convexas de los meandros del cañón. Y en él diferencian tres tramos: el primero, desde la entrada del río en el macizo hasta su confluencia con el Casilla, en el que se observan al menos dos niveles; el segundo, desde esta confluencia hasta la central de Molinilla, que tiene una dirección dominante E-W al amparo del pliegue en rodilla de Sepúlveda y donde se aprecia un solo nivel o fondo; y el tercero, desde dicha central hasta el pantano de Burgomillodo, que se caracteriza por adoptar la dirección NNW mayoritaria en el drenaje de la zona, separándose totalmente del eje del pliegue, y donde también se reconoce un único nivel en el paleovalle. A partir de la definición de este elemento clave, estos autores interpretan que las Hoces del Duratón se formaron a partir de una superficie de erosión o ablación kárstica, sobre la cual se excavó inicialmente el indicado y relativamente amplio paleovalle o paleocauce. En un proceso posterior, en el fondo de éste se encajó el cañón propiamente dicho “siguiendo su dirección principal, pero formando meandros frecuentes y acusados que contrastan con la línea recta que dibuja aquél”. Dichos meandros son interpretados - como se dijo anteriormente- “como una forma de ataque que adoptó el río al profundizar su cauce, aprovechando la estructura tectónica de detalle, fallas pequeñas, diaclasas, etc, que se encuentran en las series de las rocas carbonáticas” (ERASO *et al.*, 1980)



Más recientemente, con motivo de la XII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural, A. DÍEZ HERRERO *et al.*, (1996) elaboran y editan la guía científica para una excursión por las Hoces, donde se analizan con detalle los caracteres geomorfológicos de las mismas, junto con los aspectos más relevantes de su marco geológico y biogeográfico. Estos autores parten de las ideas del trabajo anterior, exponiendo que en el cañón del Duratón se articulan tres elementos (facetas): el paleocauce, el cañón actual y la llanura de inundación. Según ellos, “el progresivo encajamiento de la red fluvial sobre el macizo de Sepúlveda se ha producido durante el Cuaternario a partir de la parte culminante del escarpe de cuesta, y a lo largo de los dorsos, primero de forma progresiva en amplios valles marcando replanos erosivos de claro control estructural, y finalmente con encajamientos netos en la vertical que han dado lugar a cañones de diferente orden y magnitud”. Se señala asimismo que el cañón actual se encuentra encajado profundamente dentro del paleocauce, dando escarpes que superan los 100 m, “describiendo un curso meandriforme, característica diferenciadora de su paleocauce, que por el contrario era poco profundo, rectilíneo y ancho”. Su conclusión es que “el notable aumento de la sinuosidad entre el paleocauce y el cañón actual podría estar relacionado con un aumento de la pendiente como consecuencia de la neotectónica pleistocena”...“se trataría pues de una combinación de antecedencia y sobreimposición”, en la que “se distinguen al menos dos episodios de encajamiento netos correlacionables de acuerdo con la topografía y separados por un periodo de estabilización con procesos cársticos concentrados en un mismo nivel” (Fig. VI.4 y 5).

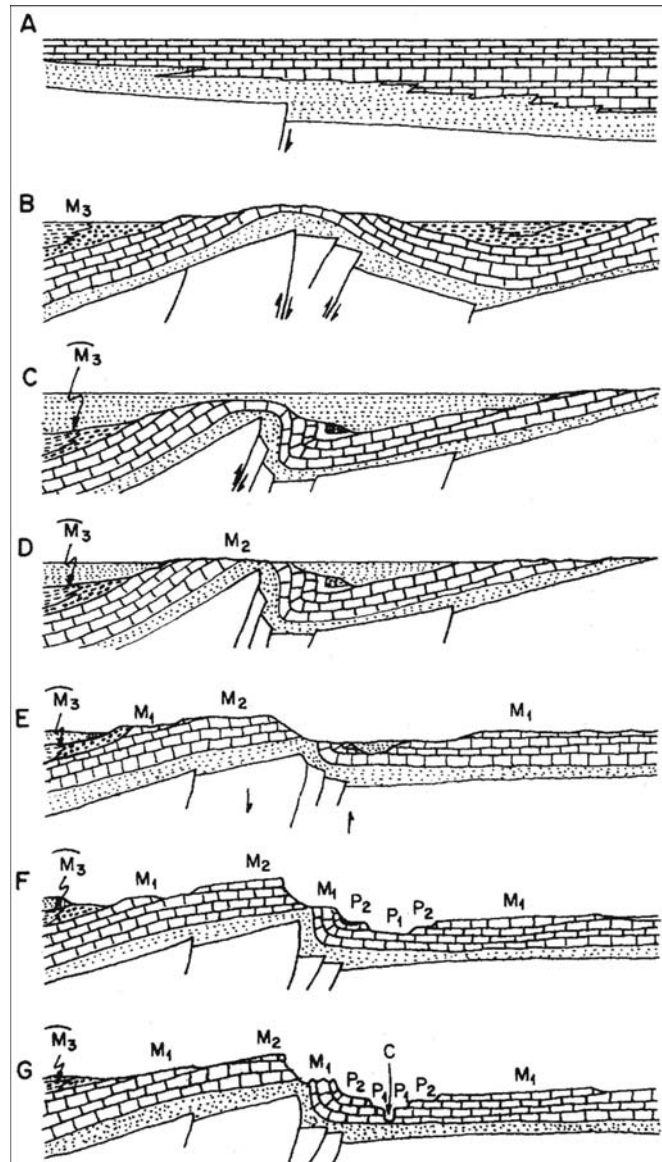


Fig. VI.4. Evolución geomorfológica simplificada de las Hoces en los últimos 80 millones de años, según Díez Herrero *et al.*, (1996). Los esquemas se encuentran a diferente escala espacial y temporal. A. Campaniense (Cretácico superior); B. Paleoceno-Eoceno (Paleógeno); C. Mioceno superior; D. Plioceno inferior; E. Plioceno Superior-Pleistoceno inferior; F. Pleistoceno medio; G. Pleistoceno superior-Holoceno. Simbología: M₃, M₂ y M₁, superficies erosivas equivalentes a las definidas en el macizo principal del Sistema Central (la tilde-paréntesis significa que aparece fosilizada); P₂ y P₁, niveles del paleocauce; y C, cañón subactual

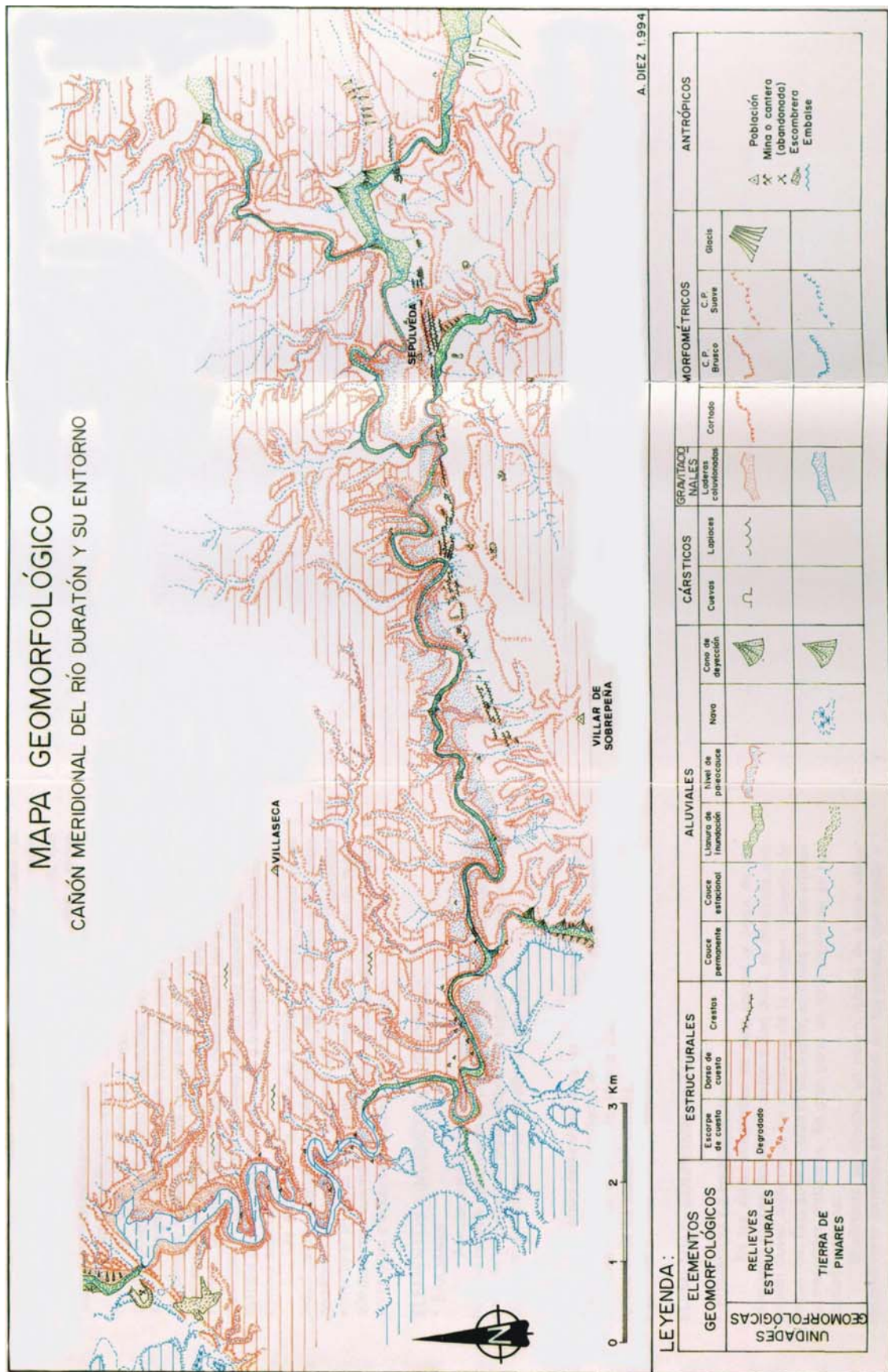


Fig. VI.5. Mapa geomorfológico de las Hoces del Duratón, según Díez Herrero et al., (1996).

En ambas interpretaciones se parte de un elemento morfológico clave de partida, que es este paleocauce o paleovalle a partir del cual se encajó profundamente el cañón. Sin embargo, mientras que éste es bien delimitado cartográficamente en el tramo de hoz que discurre con dirección E-W, definiendo un curso subsecuente paralelo a la caída septentrional del pliegue monoclin al de Sepúlveda, en el tramo inferior de la hoz -de rumbo NNW- que termina en el embalse de Burgomillado apenas se le identifica en la cartografía.

El reconocimiento detallado de campo y la cartografía geomorfológica a escala 1/10.000 de las Hoces del Duratón lleva a poner en duda la presencia de este nivel de paleovalle y su posible relación con un antiguo cauce del Duratón. La mayor parte de los lugares que han sido interpretados por los autores citados como restos del paleocauce se definen en realidad como rellanos o replanos litoestructurales, ya que se modelan de forma prácticamente sistemática en el contacto entre los complejos morfolitológicos dolomítico-margoso y dolomítico masivo. Además, como se ha visto, este tipo de modelado no es exclusivo de las Hoces del Duratón, sino que aparece en todas las hoces siempre y cuando los ríos excaven ambos complejos morfolitológicos y se desarrolla dónde y cuando los ríos pasan en su incisión del más deleznable al más resistente con independencia de la altura a la que ello se produzca.

Además los rellanos que fueron cartografiados como restos del presunto nivel de paleovalle en el tramo de la Hoces que discurre paralelo al eje del pliegue de Sepúlveda (en la confluencia Caslilla-Duratón, en los meandros de El Parral, de Ventoseros, del Villar, de la Guinda y del Cruzadero y en las cercanías del puente de Villaseca y la central de la Molinilla) tienen unas alturas relativas que no permiten relacionarlas con un único nivel o antiguo fondo. El resultado del análisis altimétrico realizado permite apreciar sin embargo cómo las alturas relativas de estos rellanos coinciden con algunos de los niveles de acumulación fluvial reconocidos entre los que existen importantes desniveles, en concreto con los situados a +85-95 m, +65-75 m y +25-30 m. Todo lleva a pensar que las duras y resistentes capas dolomíticas, al ser alcanzadas por la incisión fluvial, frenaron o paralizaron el proceso de encajamiento del Duratón, dando lugar a episodios de estabilización y aluvionamiento de mayor o menor duración; pero este proceso no fue simultáneo en todo el valle sino que pudo producirse en distintos momentos dependiendo de la posición y de la estructura tectónica.

A partir de toda esta serie de datos, y teniendo en cuenta que se han encontrado algunos niveles fluviales y restos de hombreras a una cota más alta que el presunto paleocauce, no parece adecuado interpretar que el cañón o la hoz actual evolucionó a partir de un único y amplio fondo de valle (o a lo sumo de dos encajados). Además, aunque se admitiera la presencia de esta paleoforma en el tramo E-W subsecuente al pliegue monoclin al de

Sepúlveda, es difícil explicar por qué a partir de la central de Molinilla se produce el brusco giro al NNW, aguas abajo del cual no es posible reconocer su existencia.

VI.4.2.3. El encajamiento y la evolución morfológica de las Hoces del Duratón

Las acumulaciones fluviales colgadas a diferentes alturas que se han localizado y analizado en las hoces del Duratón (agrupadas en un total de 11 niveles) ponen de manifiesto la existencia de numerosos paleocauces o antiguos fondos cuyo desnivel sobre el lecho actual va desde los 105-110 m (o incluso los +125-130 m) hasta los +3-5 m. De ello se deduce que el proceso de encajamiento de este angosto valle fue complejo y no consistió en una permanente excavación, sino que en él alternaron fases favorables a la incisión y episodios propicios a la estabilización y a la acumulación aluvial.

Partiendo de esta idea y teniendo en cuenta la aportación de los trabajos previos, junto con los resultados del pormenorizado análisis realizado, es posible proponer una interpretación global del encajamiento y la evolución morfológica de este singular cañón, el cual -como se ha señalado- es resultado de un claro proceso de sobreimposición o epigénesis condicionado por la configuración morfoestructural semidomática del macizo de Sepúlveda e influido significativamente por las direcciones de los pliegues que lo constituyen.

Dentro de este contexto el primer paleocauce o paleofondo de valle asociado al encajamiento del Duratón en el área correspondiente al citado macizo del que han quedado depósitos aluviales discurría a +105-110 m del lecho actual, aunque -como se ha dicho- no se descarta la existencia de algún otro más antiguo a tenor de algunos rellanos localizados a +125-130 m (en los que no se conservan depósitos fluviales). Poniendo en relación estas alturas relativas con las correspondientes a las morfoestructuras cretácicas puede deducirse que en algunos sectores el Duratón se inscribió rápidamente en éstas, mientras que en otros -debido al espesor de los sedimentos neógenos que las fosilizaban- tardó más en alcanzarlas y encajarse en ellas.

Puede decirse así que la evolución de las Hoces fue claramente distinta en las áreas donde el Duratón se encajó en los duros materiales dolomíticos en las primeras etapas de su evolución y en los sectores donde este encajamiento se produjo más tarde después de atravesar o dismantelar una cobertera detrítica de mayor espesor.

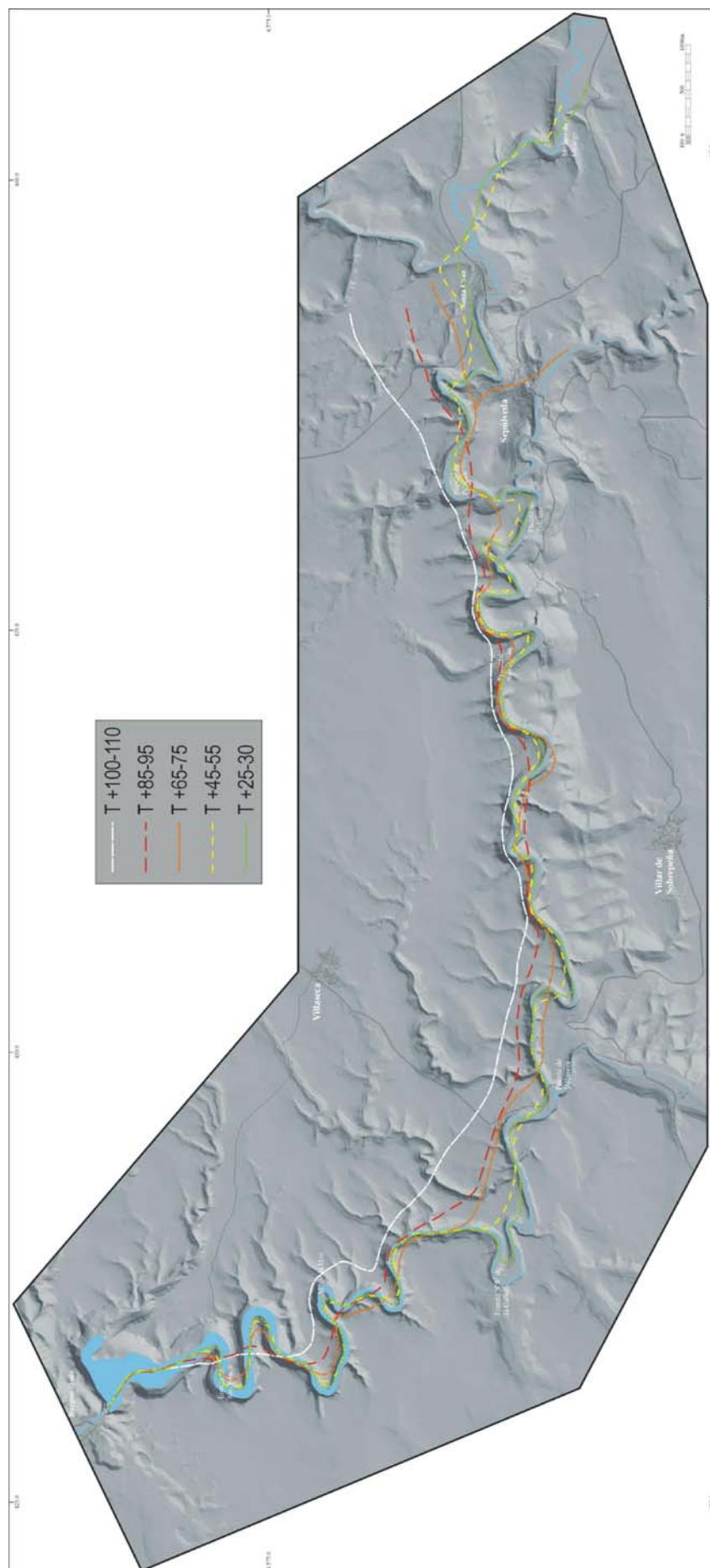


Fig. VI.6. Reconstrucción hipotética de los paleocanales del Duratón a partir de los niveles de acumulación fluvial o terrazas más significativos.

En las primeras el trazado del valle quedó básicamente fijado desde el principio en el roquedo dolomítico, predominando la dimensión vertical en la evolución de las Hoces. Esto explica el fuerte encajamiento que ésta presenta en algunos tramos, con desniveles que superan los 100 metros y en los que los restos fluviales derivados de los episodios de estabilización señalados fueron probablemente destruidos -salvo excepciones muy locales- por la propia dinámica fluvial. Pero la preeminencia del desarrollo vertical estuvo matizada por el crecimiento o la extensión lateral de los meandros (inicialmente establecidos sobre los sedimentos terciarios e impresos al incidir sobre las dolomías), cuyo resultado fue el profundo encajamiento de éstos y la ampliación de su radio de curvatura, llegando incluso al estrangulamiento de alguno de ellos (meandro abandonado próximo al puente romano de Talcano) y al truncamiento o la captura de barrancos afluentes (barranco de Valdepuerdo) (DÍEZ HERRERO *et al.*, 1996).

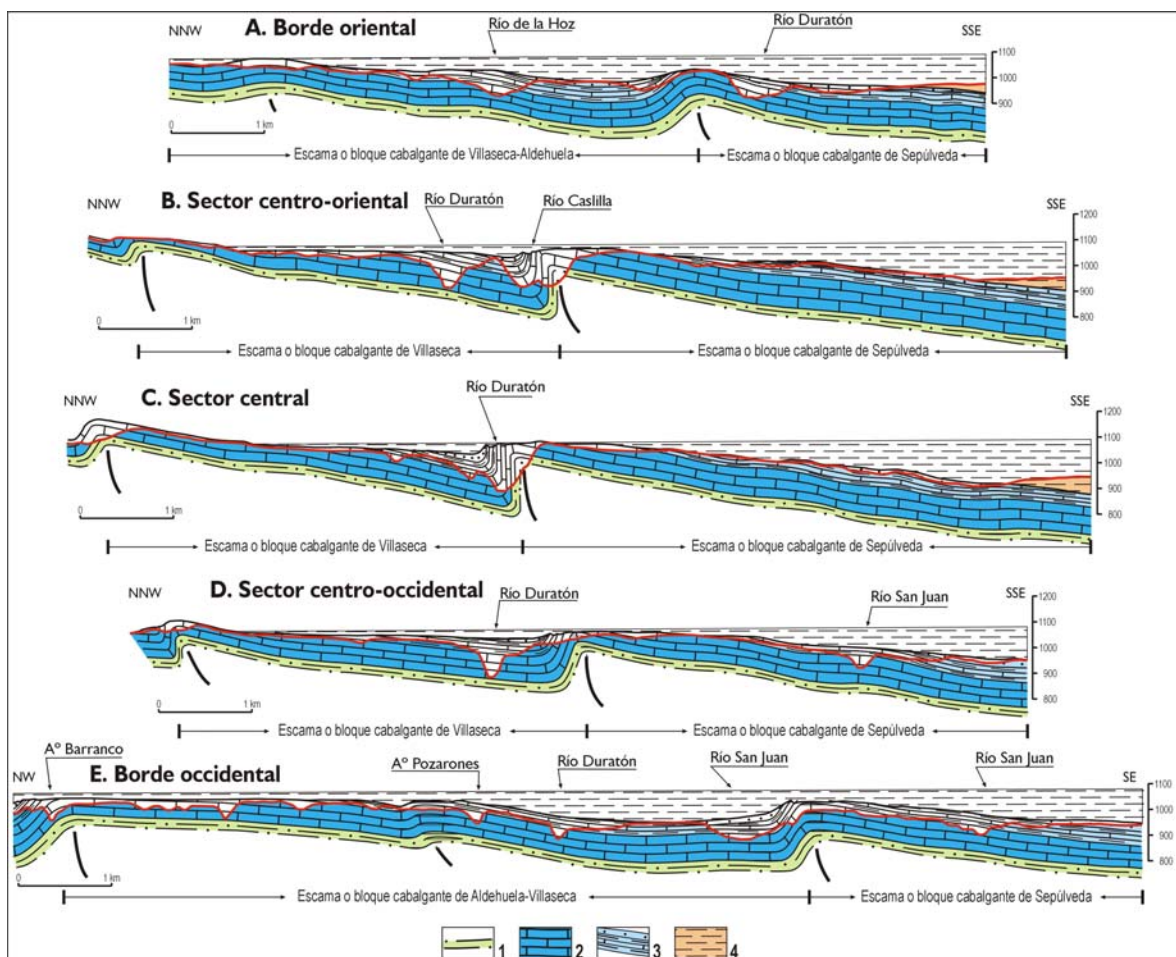


Fig. VI.7. Modelo de encajamiento del río Duratón y afluentes en el macizo de Sepúlveda, condicionado por el relleno diferencial mioceno. 1. Complejo morfológico arenoso-silíceo del Cretácico superior; 2. Complejo morfológico dolomítico masivo del Cretácico superior; 3. Complejo morfológico dolomítico margoso del Cretácico superior y unidades conglomeráticas del Oligoceno-Mioceno inferior; 4. Relleno mioceno.

La línea roja gruesa indica la topografía actual. Las tramas sobre fondo blanco significan el distinto material erosionado básicamente por la excavación fluvial

Por su parte, en los sectores del macizo de Sepúlveda que fueron levantados a menor altura, y en consecuencia estuvieron soterrados durante mayor tiempo y con un espesor mayor de sedimentos neógenos, los caracteres morfológicos de las Hoces corresponden a una evolución sustancialmente distinta. En ellos la profundidad es bastante escasa (inferior a 35 m), los barrancos o arroyos autóctonos que drenan a la Hoz no están truncados ni colgados y enlazan con el lecho actual y en las laderas de la margen derecha se reconoce una serie de niveles dispuestos a diversas alturas, indicando un cierto desplazamiento del río (hacia el SW en el extremo occidental y hacia el SE en el oriental). Todo ello se explica considerando la presencia de materiales del relleno neógeno sobre las capas dolomíticas en los sectores mas extremos del macizo de Sepúlveda (sector de Santa Cruz y de la presa de la Molinilla).

A modo de conclusión puede decirse que la evolución del encajamiento de las Hoces del Duratón no fue homogénea en todo el ámbito del macizo de Sepúlveda, sino que estuvo controlada por varios factores. La desigual elevación de los diferentes sectores de éste condicionó un relleno finiterciario variable en espesor, de modo que el río se encajó en un relieve formado inicialmente por una planicie de colmatación miocena que ocultaba una morfoestructura infrayacente diferencialmente fosilizada. En consecuencia, en algunos sectores el río excavó pronto los materiales duros dolomíticos y enseguida el valle profundizó, manteniendo una cierta dinámica de ampliación de meandros, mientras que en otros el río pudo seguir divagando y desplazándose hasta que en un momento más avanzado se encajó en las rocas duras cretácicas.

VI.4.3. LAS MANIFESTACIONES FRÍAS DEL CUATERNARIO Y SU INCIDENCIA EN EL MODELADO DE LAS LADERAS DE LOS CAÑONES U HOCES

El modelado de las laderas de los cañones u hoces es el resultado de una larga evolución en la que han intervenido toda una serie de procesos externos, entre los cuales la morfogénesis fluvial es el más constante y desempeña el papel de activador del resto. Así, a medida que los ríos iban excavando estos valles, se producía la exposición de los afloramientos rocosos en forma fundamentalmente de escarpes o paredes a los diferentes sistemas de modelado en consonancia con las fluctuaciones climáticas imperantes durante el Cuaternario.

A lo largo de dicha evolución geomorfológica las etapas frías, caracterizadas por el bajo nivel de las temperaturas, la sequedad ambiental y la escasa cubierta vegetal, favorecieron el establecimiento de condiciones de rexistasia bajo las cuales fueron muy activas la meteorización y la dinámica de vertientes en las paredes de los cañones. La crioclastia constituyó sin duda el principal proceso de preparación del material en estas etapas, atacando y fragmentando con eficacia a los escarpes dolomíticos y liberando a partir de ellos

abundantes clastos o fragmentos, que caían por gravedad y se acumulaban a sus pies o incluso sobre el propio fondo de los valles, contribuyendo a su relleno y modelando en todo caso taludes de gravedad o taludes detríticos. Junto a estos procesos de fragmentación y caída, la arroyada difusa y la solifluxión laminar, unidas a las acciones locales de karstificación, contribuyeron también al modelado de las vigorosas laderas.

Estos procesos, que se asocian con un sistema de tipo periglaciario, actuaron de forma diferente en los cañones abiertos, donde realizaron su trabajo sobre rocas relativamente heterogéneas, y en los cañones u hoces estrechas, donde afectaron prácticamente a un único roquedo.

Las vertientes de las hoces abiertas, excavadas en los complejos morfológicos dolomítico-margoso y brechoide del techo del Cretácico superior y sobre los conglomerados calcáreos paleógenos, fueron modeladas bajo condiciones frías marcadas básicamente por una importante actividad de la crioclastia en los pequeños escarpes dolomíticos, más frágiles y sensibles a la acción del hielo-deshielo, de donde los productos liberados caían por gravedad. Durante el deshielo y la fusión de las nieves estos clastos se empastaban con materiales de los niveles margosos impermeables (previamente disgregados por la congelación y la hidroclastia), adquiriendo un estado fangoso y desplazándose por solifluxión laminar hasta el fondo del valle. Este conjunto de procesos, globalmente favorable a la regularización de las vertientes, actuó eficazmente con independencia de la orientación de éstas y de los controles tectónicos, ya que el modelado general de este tipo de valles muestra una simetría transversal bastante nítida. Todo indica que el encajamiento epigénico de los ríos sobre este roquedo con abundantes lechos margosos y de textura brechoide fue relativamente rápido e incluyó cambios morfológicos significativos: el trazado meandriforme inicialmente inscrito en estos materiales evolucionó con relativa rapidez, transformándose paulatinamente los canales curvilíneos en valles amplios con un trazado más o menos rectilíneo, donde sólo aparecen incurvaciones de amplio radio, tal como puede observarse en las hoces de San Miguel de Neguera, de Aldealcorvo, de Castroserna de Arriba y, en menor medida, en la del Cerro del Castillejo.

Por el contrario, el mecanismo periglaciario fundamental que afectó y controló el modelado de las vertientes de las hoces o cañones estrechos fue la crioclastia, cuya actividad estuvo en general bastante condicionada (y en cierto modo limitada) por la red relativamente laxa de fisuras y diaclasas característica de los afloramientos dolomíticos masivos y compactos y asistida por el lavado difuso derivado del deshielo estacional. Estas laderas sufrieron así de una forma más continuada ciclos de hielo-deshielo capaces de producir una relativamente importante y persistente gelifración de los escarpes, liberando clastos de variables dimensiones que cayeron al pie de los mismos y, junto con partículas finas accionadas posiblemente por la arroyada difusa de fusión conformaron taludes detríticos regularizados, buenos ejemplos de los cuales se conservan en la margen

izquierda del cañón de Castroserna de Abajo, en la margen derecha de las Hoces del Duratón en el tramo del embalse de Burgomillado, así como en sectores puntuales de otros cañones u hoces (hoz de la Presa del Barrio y en la hoz-combe de Sepúlveda). En definitiva, esta dinámica combinada de gelifracción y “caída libre” tuvo como resultado el modelado de taludes de derrubios de perfil rectilíneo, los cuales presentan una amplia variedad y desarrollo en función de la mayor o menor intensidad y eficacia de los procesos, que está a su vez influida por los dispositivos estructurales, climáticos o fluviales. Sin embargo -como se puso de manifiesto- no se registra una preponderancia generalizada de uno de estos factores o dispositivos, sino que el orden de importancia de estos cambia a escala local.

Puede concluirse así que en el modelado de las vertientes de los cañones han intervenido conjuntamente y con mayor o menor peso según los momentos o lugares factores de los tres tipos indicados. La dinámica fluvial relacionada con el trazado y la posición del lecho del río dentro del fondo aluvial es la principal responsable de la presencia y el mantenimiento de los escarpes que se exponen a la fragmentación y a la caída libre de derrubios. Por su parte, la estructura tectónica, en especial el buzamiento contrario o conforme a la pendiente, influye muy decisivamente en ciertas disimetrías morfométricas así como en el modelado de la culminación de las laderas. Y finalmente, aunque no se ha reconocido la existencia de hoces en cuyo perfil transversal se aprecie una sistemática disimetría, sí se acusa una mayor amplitud y extensión de los taludes detríticos en las vertientes orientadas al N y al E, es decir en las ubicaciones de umbría que soportaron unas condiciones más favorables a los procesos ligados al frío, mientras que en exposiciones de solana los escarpes están degradados y forman a modo de taludes rocosos parcialmente cubiertos por cantos y bloques sueltos.

En conclusión, el balance entre el encajamiento fluvial y los procesos de meteorización y vertientes controlados por las condiciones climáticas y por la estructura es el responsable del modelado de uno u otro tipo de hoces. La profundización del valle, de la que resultan hoces de mayor “angostura” con vertientes de tipo cantil-talud que encierran un estrecho y pequeño fondo plano, es el proceso predominante cuando la excavación fluvial se ha realizado sobre materiales coherentes y compactos, como son los que forman el complejo morfolitológico dolomítico masivo: en este caso, la evolución geomorfológica está marcada por la desproporción entre la rápida incisión y la más lenta dinámica de vertientes, cuya consecuencia es el modelado de hoces estrechas. Por el contrario, la mayor apertura de las hoces se produce cuando el indicado balance es favorable a la dinámica de vertientes y pone en un segundo plano a la incisión fluvial. Es en los segmentos de tránsito entre las hoces abiertas y las estrechas, en cuyas laderas afloran varios complejos morfolitológico -el dolomítico-margoso y el dolomítico masivo-, donde mejor se aprecia la actuación diferencial de los procesos relacionados con los morfoclimas periglaciares: esta superposición de

litologías se traduce en la aparición de perfiles abiertos con vertientes regularizadas en la parte superior del valle y perfiles estrechos con vertientes abruptas y escarpadas en su parte inferior.

Teniendo en cuenta que estos morfoclimas periglaciares no afectaron a los cañones del Duratón y sus afluentes de forma continuada sino que lo hicieron en varias fases, hay que preguntarse a cuál (o a cuántas) de ellas corresponden los taludes que se han reconocido y cartografiado dentro de su ámbito. Una buena base para ello hubiera sido un análisis sedimentológico completo de las acumulaciones coluviales con el objeto de diferenciar los depósitos según su generación y encuadrarlos en algún periodo frío del Cuaternario. Dicho análisis no se ha llevado a cabo debido a la relativa escasez de coluviones preservados en las laderas, la cual podría explicarse por la dinámica fluvial propia de los cañones u hoces poco propicia para la conservación de los depósitos que fueron generándose en sus vertientes durante las etapas frías pleistocenas. No obstante, observaciones efectuadas en lugares concretos permiten hacer algunas consideraciones al respecto.

En el cañón de Castroserna de Abajo, la margen izquierda se presenta como una ladera regularizada y en ella el corte efectuado por la carretera deja ver un depósito coluvial de varios metros que fosiliza los niveles aluviales más recientes, situados a +12-15 m y a +3-5 m. Las laderas del meandro abandonado del puente romano de Talcano se muestran ampliamente modeladas por taludes regularizados, que se apoyan y llegan a tapizar el fondo inactivo del mismo, que se encuentra colgado igualmente a sólo +12-15 m sobre el lecho actual del Duratón. E igualmente los taludes que pueden observarse al pie de los escarpes en la margen derecha de las Hoces entre el meandro de El Parral -el siguiente al meandro abandonado- y el meandro de Valdemuelas -el más cercano al Villar de Sobrepeña- enlazan directamente con los niveles aluviales inferiores que conforman el fondo de la hoz. Todas estas observaciones llevan a pensar que buena parte de los taludes detríticos conservados en los cañones u hoces del área de estudio y que registran grandes analogías con las de otros cañones relativamente cercanos (ASENSIO AMOR y GONZÁLEZ MARTÍN, 1976b; GONZÁLEZ MARTÍN, 1986b; CALVO CASES, 1987; GONZÁLEZ PELLEJERO, 1986; GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, 1993) se han podido formar en tiempos recientes, concretamente durante los tiempos fríos del Pleistoceno superior (Würm).

No obstante, esta datación es provisional y necesita ser apoyada en un mayor número de observaciones y análisis, lo cual es difícil dada la escasez en las Hoces del Duratón de amplias laderas regularizadas, derivada de la propia morfodinámica fluvial que ha dificultado el desarrollo y la conservación de los taludes en unos valles estrechos donde ha predominado la incisión vertical. En tal sentido llama la atención cómo en los cañones secundarios, modelados por unos ríos con una capacidad morfogenética menor, la presencia de taludes detríticos -que a veces recubren toda la ladera- es más frecuente.

VI.5. LA EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS VALLES DE TIPO GARGANTA

Como se ha dicho, los valles de este tipo se excavan exclusivamente en los materiales paleozoicos mayoritariamente gneísicos que afloran en los distintos sectores del piedemonte de Somosierra: la garganta de Valdeobispo en el sector de Prádena; las de las Rades y del Arroyo de la Garganta en el sector de Cerezo de Abajo; y las abiertas por el Cerezuelo, el Serrano y el arroyo de San Benito en el sector de La Pinilla (que presentan mayor complejidad, al modelarse sobre roquedos constituidos por micaesquistos con diques de cuarzo, que están fosilizados por materiales miocenos y/o por la formación fanglomerática de la raña).

Sus rasgos distintivos -tal como ha quedado reflejado en la descripción y el análisis de sus parámetros morfométricos y morfológicos- son, de una parte, su escasa anchura y moderado encajamiento vertical, parámetros que determinan un claro perfil transversal en V y, de otra, su trazado rectilíneo, ocupado por un fondo estrecho, que se reduce prácticamente al propio lecho, el cual dibuja un perfil longitudinal bastante accidentado. Estas características son propias de un encajamiento dominado por la incisión y la profundización lineal del valle en la dimensión vertical, directamente sobre el sustrato duro paleozoico.

VI.5.1. EL PROCESO DE INSTALACIÓN Y ENCAJAMIENTO DE LAS GARGANTAS

Ya se explicó en el primer capítulo de este apartado final que en los momentos previos al encajamiento o instalación de los ríos el piedemonte estaba conformado por una superficie arrasada, a modo de glacis de erosión modelado fundamentalmente en los propios materiales duros del zócalo, aunque recubierto en algunos de sus sectores por depósitos miocenos y/o por los abanicos detríticos de la raña. A partir de este relieve previo, los ríos provenientes de las cuencas de recepción de los relieves montañosos evolucionaron inicialmente de forma diferente según los caracteres del ámbito concreto del piedemonte que les correspondió atravesar.

En la rampa o piedemonte de Prádena y en el de Cerezo de Abajo los ríos se encajaron directamente sobre las rocas gneísicas coherentes y duras y, desde las primeras etapas, predominó la incisión lineal de los cursos, ya que las acciones de zapa lateral y las posibilidades de divagación estaban drásticamente limitadas por la propia dureza del material aflorante. Por el contrario, en el piedemonte de La Pinilla los ríos se encajaron inicialmente en el tegumento detrítico de la raña pero pronto encontraron el roquedo paleozoico, cuya presencia condicionó el encajamiento fluvial.

Una vez que las corrientes atravesaron esta formación detrítica de escasa potencia, incidieron con suma rapidez sobre los sedimentos miocenos y/o sobre el propio sustrato paleozoico al tiempo que sufrían un ligero desplazamiento de los valles hacia el E, como consecuencia de lo cual las vertientes de la margen derecha están algo más desarrolladas. Pero este proceso de modificación de trazado quedó abortado en el momento en que los ríos se encajaron definitivamente en las rocas del zócalo, desarrollándose a partir de entonces la profundización lineal conforme a una trayectoria rectilínea que se ha mantenido estable.

VI.5.2. LAS MANIFESTACIONES FRÍAS DEL CUATERNARIO Y SU INCIDENCIA EN EL MODELADO DE LAS LADERAS DE LAS GARGANTAS

El modelado de las laderas de los tramos de garganta abiertos en los materiales metamórficos del zócalo no reviste gran complejidad. Como se ha descrito al abordar las características morfológicas de las mismas, los componentes básicos de las laderas de este tipo de valles son dos: de una parte, unas vertientes regularizadas modeladas sobre un manto de alteración de más o menos escaso espesor, cuyo aspecto difiere según la orientación (en las de umbría, se encuentran estabilizadas por la vegetación y presentan una continuidad notable, mientras que en las encaradas a solana la estabilización es menor y la cubierta vegetal es más rala); y de otra, unos resaltes rocosos de dimensiones variables que interrumpen de forma reiterada la continuidad de las vertientes anteriores, cuya presencia es mayor en las ubicadas a solana y en las partes inferiores del valle.

La morfogénesis de estos dos componentes elementales de las laderas de las gargantas es resultado de la incisión vertical de los ríos y la progresiva profundización de sus lechos, actuando en interacción con la alternancia de los climas del Cuaternario. Durante los episodios templados-húmedos se produce una moderada meteorización química de los afloramientos rocosos descubiertos por la erosión fluvial que genera un manto de alteritas tapizando las laderas, mientras que durante las fases frías se efectúa el barrido parcial de éstas por la arroyada laminar, dejando al descubierto en las referidas laderas resaltes rocosos y otros pequeños relieves residuales. La profundización lineal de los ríos facilita y promueve una activa dinámica de vertientes que moviliza con facilidad la mayoría de las partículas que forman parte del manto de alteración y las lleva hasta el fondo del valle.

Todos estos productos, junto con los acarreados por el propio río, son evacuados por éste sin grandes dificultades al tiempo que va profundizando su cauce. La inexistencia en estas gargantas de restos de depósitos fluviales así como de posibles replanos indica probablemente una evolución particular: en los tiempos donde predominase la acumulación de estos productos y el río presentara un menor caudal, el curso de agua circularía sobre ellos, pero

cuando llevara un caudal importante no tendría problemas para evacuar todos los productos y dar un nuevo impulso a su encajamiento.

En suma, una débil gelifracción y alteración superficial, un importante desplazamiento de partículas ladera abajo, en especial el lavado de las alteritas, que irían poniendo al descubierto afloramientos rocosos más resistentes y, sobre todo, una incisión lineal del río, que a su vez mantuvo el funcionamiento de los otros procesos, parecen haber sido los factores fundamentales que controlaron el modelado de estas gargantas

VI.6. LA IMPRONTA DE LOS PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS ACTUALES

Puede decirse, tal como se deduce de lo expuesto hasta aquí, que los diferentes tipos de valle estudiados adquirieron sus rasgos morfológicos básicos durante los períodos fríos pleistocenos, de modo que su configuración actual es fundamentalmente heredada y obedece a las condiciones morfoclimáticas periglaciares propias de aquellas épocas. Éstas pusieron en funcionamiento un conjunto de procesos morfogénéticos eficaces y bien articulados que fueron modelando unos valles cuyos cambios de forma se fundan, en principio, en las acusadas diferencias litológicas de las estructuras en que se han modelado sus sucesivos tramos.

La alternancia de estos períodos fríos con otros más cálidos y húmedos que se desarrollan a lo largo del Pleistoceno termina con un último gran intervalo periglacial fechado aproximadamente en el 10.000 BP, a partir del cual se produce un aumento significativo del nivel de las temperaturas, marcando el comienzo del Holoceno (ADAMS, 2005; URIARTE CANTOLLA, 2003). En el área de estudio, esta dulcificación del clima supone la pronta desaparición de las pequeñas masas de hielo glaciar acogidas en Somosierra y la reclusión de las condiciones crionivales a los ámbitos más elevados de la montaña.

Desde los momentos iniciales del Holoceno, caracterizados por un clima más cálido y húmedo, hasta el establecimiento del clima mediterráneo-continental reinante en la actualidad la actividad de los procesos morfogénéticos ha estado muy limitada. Puede decirse que el tránsito de los climas del Cuaternario a los actuales ha sido globalmente favorable para la estabilidad geomorfológica, lo que se ha traducido en un incremento paulatino de la vegetación, que progresivamente colonizó las laderas de los valles. La básica estabilidad de estas laderas se pone de manifiesto por la presencia de abundantes testimonios de la presencia y actividad humana (cerámica, puntas de flecha, hachas, etc.) que pueden datarse en el Bronce Final o comienzo del Hierro; en concreto, materiales de este tipo han aparecido sobre la superficie de las vertientes cerca de las bocas altas y las cornisas de Cueva Labrada, en el

cañón de Castroserna de Arriba, sin que apenas hayan sido movilizados por los procesos geomorfológicos (MORENO SANZ, 1988).

En el presente las laderas por regla general aparecen colonizadas por una cubierta vegetal significativamente afectada por la presión antrópica -en otros tiempos mucho mayor que en los últimos años-, que ha interferido en su desarrollo mediante aclarado o roturación, bien para su puesta en cultivo bien para procurar pastos para el ganado. En todo caso, dentro del conjunto de los valles la vegetación es hoy más abundante en los cañones estrechos y en los tramos de garganta y, en menor medida, en los cañones abiertos: su más difícil acceso, sus pendientes más escarpadas y su mayor abundancia de afloramientos rocosos directos han permitido el desarrollo y la conservación más continuada de formaciones arbóreas (sabinars, encinares, robledales, etc.), con sotobosque de matorral y pastizal, que fijan los taludes. Por el contrario, en los valles abiertos sobre el Mioceno la cubierta vegetal arbórea ha sido destruida en su mayor parte por las acciones antrópicas, de ahí que sus laderas sólo estén estabilizadas por pastizales y matorral ralo (sobre todo de *Astragalus granatensis*), que hasta cierto punto, y dado su porte almohadillado, frena la erosión que se produce en ellas. No obstante, en muchos sectores antaño roturados y cultivados o sometidos a una carga ganadera importante ahora, tras ser abandonadas estas actividades por la menor presión demográfica, se está produciendo la regeneración natural de la vegetación autóctona. No sucede lo mismo en las laderas de los valles abiertos del Serrano y del arroyo de Valarta, en las que alternan áreas acarcavadas con sectores recubiertos por una abundante vegetación compuesta por jaras, encinas y pinos.

En estas condiciones bioclimáticas la actividad de los procesos, especialmente la de los ligados a la congelación y el deshielo, han quedado y siguen estando bastante atenuados, conservando alguna actividad sólo en las laderas mejor orientadas. Por el contrario otros parece que encuentran unas condiciones apropiadas y unos ámbitos idóneos para actuar: este es el caso de algunas modalidades de la arroyada, en especial la arroyada concentrada. También, la morfogénesis fluvial, aunque algo más limitada, es apreciable tanto de forma directa, mediante acciones de incisión y zapa, como indirecta, manteniendo la actividad de la arroyada y el desarrollo de las cárcavas.

VI.6.1. LA ACCIÓN DE LA ARROYADA CONCENTRADA: EL MODELADO DE CÁRCAVAS EN LA MARGEN DERECHA DE LOS VALLES ABIERTOS EN LA CUENCA SEDIMENTARIA

La concentración de las aguas de arroyada ha producido, bajo las condiciones climáticas holoceno-actuales, la incisión de cárcavas y barrancos en numerosos tramos de las vertientes expuestas a solana -margen derecha- de los valles en su trayecto por los materiales blandos y poco consolidados de la cuenca sedimentaria, siendo este modelado un elemento muy destacado y diferenciador del paisaje de estos valles.

Tal como ha quedado explicado, los ríos abiertos en la cuenca sedimentaria acusan un pronunciado y persistente desplazamiento o migración lateral, que mantiene siempre una margen de ataque, siendo este desplazamiento el motor o mecanismo que potencia y perpetúa la acción morfogenética de la arroyada concentrada. En concreto, dicho desplazamiento ha modelado unas laderas derechas de mucho menor desarrollo transversal y mayor pendiente en las que difícilmente se conservan los glaciares de enlace y se registra una latente inestabilidad. Es a esta inestabilidad derivada del desplazamiento lateral de los cursos, en relación con la cual se mantienen significativas acciones de zapa basal, a la que responde -bajo el dominio de las condiciones morfoclimáticas holocenas y actuales- el desarrollo de los importantes sistemas de cárcavas que caracterizan estas vertientes “de ataque” en los tramos analizados de los valles del Valarta, del Serrano, del Duratón, del Caslilla y del San Juan.

Las cárcavas desarrolladas en las vertientes derechas de los valles del río Serrano y del arroyo de Valarta comienzan su desarrollo en las partes medio-inferiores de las mismas, en las que las pendientes son ya bastante empinadas, y el inicio de su modelado se relaciona evidentemente con la zapa lateral efectuada por los respectivos cursos fluviales, que mantiene activos escarpes en la margen derecha de los lechos. Ello desencadena una rápida y eficaz erosión remontante efectuada de forma prácticamente exclusiva por la arroyada concentrada, que ha abierto profundos surcos en cuyos fondos se mantiene una importante incisión vertical al tiempo que en sus paredes los procesos de dinámica de vertientes están bastante atenuados. Así, durante los tiempos muertos sin actividad de la arroyada, el sustrato arcilloso mioceno pierde humedad y se compacta superficialmente; aunque se forman grietas de desecación, permanece básicamente estable, apreciándose sólo pequeñas reptaciones o deslizamientos de placas o paneles poco voluminosos. A ello se debe la morfología compleja y vigorosa -con numerosos y profundos surcos separados por agudas divisorias- que presentan las cárcavas en estas vertientes modeladas en facies miocenas muy ricas en arcilla y en las que están ausentes los carbonatos.

Por el contrario, en las cárcavas de la margen derecha del valle del Duratón, del Caslilla y del San Juan, la competencia de los diferentes procesos se encuentra más equilibrada. Aunque la arroyada concentrada y secundariamente la arroyada difusa en hilos constituyen el motor del modelado y dominan en los episodios de lluvia intensa, durante los largos períodos en que no circulan las aguas de escorrentía se produce una activa y eficaz dinámica de vertientes sobre las paredes e “interfluvios” de las cárcavas. Favorecida por la textura más arenosa y la mayor riqueza en carbonatos del material aflorante, se caracteriza ésta por la combinación de procesos de meteorización y de desplazamientos de derrubios, algunos de ellos muy peculiares, que atenúan y simplifican el modelado efectuado por la arroyada (con la colaboración en algunos casos de fenómenos de “piping” o suffusión).

Todo indica, pues, que la desigual naturaleza y el diferente comportamiento de las facies miocenas ante el conjunto de procesos que, activado por la zapa de los cursos sobre la margen

derecha de los lechos, juegan un papel determinante en la configuración tan diferente que éstas presentan en el valle del Duratón y en los valles del Serrano y del arroyo de Valarta. Estas formas de incisión, cuya variada tipología ha sido explicada al abordar cada tipo de valle, han provocado allí donde existen el desmantelamiento de los glacis de ladera (o taludes regularizados) y de los glacis de acumulación, ya que se han abierto a partir de ellos y se han desarrollado a su costa.

Se reconoce que este tipo de arroyada tiene hoy una funcionalidad importante, como lo demuestra la formación de conos de deyección que se acumulan a la salida de las cárcavas, pero matizada por importantes intervalos de tiempo donde dominan condiciones favorables a la actividad biológica, observándose ésta en el crecimiento de la vegetación, bien sobre los indicados conos de deyección bien en el interior de las propias cárcavas. Por otro lado, se puede mencionar la actividad de la acción morfogenética de la arroyada difusa, la cual es bastante más limitada y lleva a cabo en las laderas de cierta pendiente una labor de barrido de materiales finos (arcillas, arenas, gravas), mientras los más gruesos (cantos y bloques), al estar fuera de su competencia, quedan conformando un pedregal o empedrado.

VI.6.2. LA DINÁMICA COLUVIAL REMANENTE EN LAS HOCES Y GARGANTAS

La básica estabilidad de las laderas de estos valles permite no obstante apreciar la actividad de algunos procesos elementales de dinámica de vertientes vinculados a la congelación y el deshielo, en la cual se registran sensibles diferencias relacionadas con la orientación y la exposición dentro del marco de las condiciones climáticas actuales. Las laderas de umbría (orientadas al Este y al Norte), durante el período de heladas de invierno pueden verse afectadas por fenómenos de segregación de hielo con bastante continuidad e incluso mantener una cubierta de nieve durante varios días; ello las proporciona una mayor humedad que permite el crecimiento de una vegetación más abundante y más cerrada, la cual actúa como una capa protectora eficaz frente a las precipitaciones y a la arroyada, de modo que estas laderas -más extensas y tendidas- en conjunto alcanzan un importante grado de estabilidad morfológica. Por su parte, en las vertientes de los valles expuestas al Oeste y al Sur (a las que consideramos de solana) las condiciones climáticas mantienen ciclos de hielo-deshielo de poca intensidad pero notable frecuencia durante los meses de invierno, lo cual, junto con la mayor pendiente topográfica y la menor capacidad de retención de humedad, parece suficiente para dificultar el desarrollo de una cubierta vegetal continua, lo que ha determinado la presencia de taludes tan sólo colonizados por una vegetación rala y exigua.

En todo caso estos ciclos de hielo-deshielo no tienen un especial significado geomorfológico, ya que los procesos más competentes relacionados con ellos, como la gelifración o crioclastia que en el Pleistoceno fueron los responsables de la liberación del material de las paredes o escarpes de los cañones y del modelado al pie de ellos de taludes

de gravedad o vertientes regularizadas, durante los tiempo holoceno-actuales se hallan prácticamente inactivos; prueba de ello es la presencia de taludes estabilizados por la vegetación y la ausencia de clastos con cortes frescos.

Aunque la estabilidad geomorfológica se puede considerar plena en las gargantas, en los cañones u hoces debe hablarse de una estabilidad no total o “aparente”, ya que las paredes o escarpes de estos valles están afectadas aún por procesos de desprendimiento de grandes volúmenes o paneles de roca, que se acumulan de forma caótica encima de los taludes de gravedad heredados o sobre el propio fondo aluvial. Se trata de un fenómeno -como se ha dicho- bastante restringido y discontinuo temporalmente, pero de consecuencias geomorfológicas muy apreciables. La mayor parte de estos desprendimientos aprovecha planos de la estructura tectónica y su génesis bajo las condiciones climáticas holoceno-actuales se relaciona con la concurrencia de múltiples factores climáticos que explotan de forma conjunta las características estructurales del roquedo dolomítico (planos de estratificación, fisuras, diaclasas, grietas de tracción, etc). Dentro de esta gama de procesos de índole climática, el efecto de cuña provocado por la congelación circunstancial del agua y la disolución por las aguas de lluvia que empapan el interior de las fisuras son los principales mecanismos que ensanchan y agrandan las líneas de debilidad de estas rocas, facilitando con ayuda de la gravedad el súbito desprendimiento o vuelco de los bloques de roca. Algunos autores han indicado cómo la frecuencia de los desprendimientos es mayor tras las lluvias estacionales, que empapan la roca aumentando su peso y disminuyendo su cohesión (MORENO SANZ, 1988)

VI.6.3. LA DINÁMICA FLUVIAL ACTUAL Y SUS CONSECUENCIAS EN LOS FONDOS DE VALLE.

La acción morfogenética de los cursos de agua desde el comienzo de los tiempos holocenos hasta los momentos actuales ha estado, en general, también bastante limitada (salvo en episodios de crecida) como lo demuestra la desproporción entre las dimensiones de los valles, e incluso de los lechos, con los relativamente escasos caudales circulantes; de ahí que el poder erosivo de los cursos de agua sea hoy muy inferior al que debieron de mantener en los períodos de formación de estos valles.

Se trata, en concreto, de ríos de régimen pluvionival con una marcada irregularidad, siendo común que en la mayoría de los años solamente en los meses de invierno y primavera pueden realizar un pequeño pero apreciable trabajo de modelado. A esto hay que añadir que algunos ríos, caso del San Juan y del Casilla, durante su recorrido atraviesan amplios afloramientos dolomíticos muy kárstificados, lo cual determina importantes pérdidas de agua por infiltración. En todo caso, la capacidad morfogenética de los cursos fluviales está supeditada a dos hechos: por un lado, al mayor o menor caudal de éstos, siendo los ríos que

tienen su nacimiento en los relieves de la Pinilla y en la Sierra Cebollera los que reciben una mayor alimentación hídrica (río Cerezuelo, río Serrano y río del Puerto-Duración) en los que se mantiene regularmente a lo largo de todo el año, aunque durante el estío el caudal disminuye significativamente, mientras que los que tienen su cuenca de recepción en la montañas que enlazan con el Guadarrama oriental (ríos Caslilla y San Juan), donde el aporte hídrico es bastante más limitado, con mucha frecuencia durante el verano y el otoño, el lecho de los ríos este vacío; y, por otro, está supeditada al tramo específico de valle por el que discurren, ya que las acciones fluviales en los valles de tipo cañón u hoz están muy limitadas, en las gargantas están prácticamente ausentes y, en cambio, en los valles abiertos son apreciables.

Puede decirse por tanto que la labor erosiva de los ríos se manifiesta hoy sólo en los valles abiertos labrados en la cuenca sedimentaria y que ésta es efectuada prioritariamente por los ríos que tienen una mayor capacidad morfogenética, es decir los más caudalosos, como el Duración, el Cerezuelo y el Serrano. El trabajo de éstos se manifiesta, por un lado, en una activa y apreciable zapa lateral y, por otro, en una incisión vertical de los cauces. La primera ya ha sido suficientemente descrita y analizada como factor del desplazamiento permanente y sostenido de los ríos hacia el E y NE, que ha dado lugar en la margen derecha a la formación de acusados escarpes bastante inestables y constituye además un mecanismo directo que mantiene la actividad de la arroyada concentrada. Por lo que se refiere a la incisión de canal actual, es moderada pero significativa, siendo frecuente que se atravesase el relleno aluvial más reciente y se llegue a excavar el fondo del lecho en el propio sustrato rocoso, constituido en cada caso por la facies miocena correspondiente. La persistencia de esta dinámica de encajamiento se atestigua también por la presencia de algunos conos de deyección laterales provenientes de las cárcavas, que han quedado colgados entre 2 y 3 m sobre el cauce actual, y de algunos glaciares de ladera, que también han quedado truncados y dispuestos unos metros por encima de los dichos cauces.

En los ámbitos de los cañones y gargantas, así como en los tramos de valle abierto modelados por el Caslilla y el San Juan, el trabajo erosivo se reduce a pequeñas acciones de zapa lateral dentro de los propios ribazos del lecho menor de los ríos y ocasionalmente a la zapa de algún talud detrítico, como por ejemplo en el cañón de Castrosera en el meandro de la Ermita de N^a S^a de Los Remedios o algún tramo en la hoz del Duración. En cambio en los valles de tipo cañón u hoz sí que es frecuente el socavamiento lateral acompañada de disolución kárstica efectuado por los ríos sobre la propia pared rocosa, que se traduce en el modelado activo de abrigos o balmas, tal como puede apreciarse en especial en la hoz del Duración y en el cañón de Casla.

Pero también el modelado realizado por los ríos en los tiempos recientes (y en la actualidad) incluye labores moderadas de acumulación o sedimentación. En este sentido, puede señalarse que los aterrazamientos más bajos (+3-5 m) y la amplia llanura aluvial de

los valles abiertos o el fondo más estrecho de los cañones u hoces serían formas construidas hace muy poco tiempo. En los primeros, la plana aluvial está constituida por depósitos entre 0,5 y 1 m de espesor compuestos por cantos y gravas con frecuencia recubiertos por un lecho pequeño de limos y arena fina, mientras que en los segundos el fondo está formado por un depósito compuesto por elementos finos (limos y arenas finas) que llega a constituir varios niveles.

Las características sedimentológicas de los depósitos de los fondos actuales de los valles indican, por otra parte, un funcionamiento hidrodinámico diferente de los ríos en sus distintos tramos. Las diferencias, seguramente semejantes a las que se han mantenido a lo largo del Cuaternario, son especialmente marcadas entre los tramos de valle abierto modelados en la cuenca sedimentaria y los tramos de tipo cañón u hoz. A grandes rasgos, el análisis sedimentológico ha revelado que los ríos, cuando discurrían por la cuenca sedimentaria, tenían un funcionamiento fluvio-torrencial relacionado con episódicas crecidas, mientras que la torrencialidad se atenúa en sus recorridos por los ámbitos de los cañones u hoces. Todo parece indicar que el paso de una amplia llanura de inundación a un fondo estrecho frena y atenúa la competencia de la escorrentía, lo que provoca un cambio apreciable en el régimen de los ríos.

De este modo, los tramos de valle en hoz modelados en el macizo de Sepúlveda condicionaron y controlaron -y controlan- la sedimentación y el propio régimen hidrodinámico de los ríos, ya que su angostura ejerce un efecto de embudo ralentizando el flujo y reduciendo la competencia de arrastre de unos cursos de agua que circulaban libremente por la cuenca sedimentaria, ejerciendo además una labor de filtro en la propia sedimentación. Así, al llegar a los cañones se produce una ralentización de la corriente, que da lugar a la sedimentación aguas arriba de la mayor parte de la carga fluvial (formada por las partículas que quedaran fuera del alcance de la nueva competencia de los ríos impuesta por este estrechamiento). En este sentido, la presencia de algunos cantos “encamisados” por una película fina de carbonatos en algunas terrazas medias inmediatas a la entrada en las Hoces del Duratón, justo donde debería confluir el río Serrano, sería resultado de una retención o represamiento más o menos prolongada de las aguas de los ríos, que da lugar a ambientes propicios para la formación de estas camisas de carbonatos.

En conclusión, puede decirse que las condiciones bioclimáticas actuales son muy poco agresivas desde el punto de vista geomorfológico, ya que no son propicias para que actúen eficazmente una gama importante de procesos de modelado. Así, solamente tienen alguna relevancia la arroyada difusa y en especial la arroyada concentrada, relacionada con lluvias intensas, que ha modelado un conjunto destacable de cárcavas en las vertientes de la margen derecha de los “valles abiertos”. Por contra, la gelifracción está muy atenuada debido a la escasa intensidad de los ciclos de hielo-deshielo actuales, como se pone de manifiesto por la práctica ausencia de cantos con roturas frescas al pie de las cornisas de los cañones u hoces,

siendo los desprendimientos o vuelcos de grandes paneles rocosos el fenómeno más sobresaliente; la congelación en cambio parece afectar sobre todo a las formaciones detríticas del Mioceno a través de la segregación de agujas de hielo (*pipkrakes*), que posibilita la movilización de partículas de calibre fino. Asimismo, la dinámica fluvial, aunque escasamente activa en el interior de los cañones o gargantas, es en cambio apreciable en los valles excavados en la cuenca sedimentaria, manifestándose en una activa zapa lateral de la margen derecha y en una moderada incisión del lecho. Por todo ello, puede decirse que la morfogénesis actual sólo ha introducido pequeños retoques que apenas han modificado en estos valles una morfología decisivamente condicionada por la litología y heredada de los períodos fríos del Cuaternario.

Foto V1. Modelado de las superficies miocenas por parte de la arroyada.



Foto V2. Crecida del río Duratón en el tramo de las Hoces correspondiente al sector del Puente de Talcano.



Foto V3. Zapa fluvial de los ríos, que se manifiesta en la caída o deslizamiento de pequeñas porciones de tierras de los ribazos del canal.

BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, B.; CARRERAS, J.; DRUGUET, E.; ESCUDER, J.; GÓMEZ, M.T.; LORENZO, S.; QUESADA, C.; RODRÍGUEZ, L.R. y GIL-IBARGUCHI (coord.). (2002): Variscan and Pre-Variscan Tectonic. En: W. GIBBONS & T. MORENO (Eds.). *The Geology of Spain*. The Geological Society. London, 155-183 pp.
- ADAMS, J. (2005): *Europe during the last 150,000 years*. <http://www.esd.ornl.gov/projects/gen/nercEUROPE.html>
- AGUILAR, M.J. y PORTERO, J.M. (1984): Las arenitas de los abanicos aluviales del borde suroriental del Sistema Central. *I Congreso Español de Geología*. T. 3: 147-158.
- AGUIRRE, E. (1981): El vallesiense en la Meseta Castellana. *Estudios Geol.*, **37**: 339-341.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, **5**: 7-29.
- ALBARELLO, D.; MANTOVANI, E.; BABBUCCI, D. y TAMBURELLI, C. (1995): Africa-Eurasia kinematics: main constraints and uncertainties. *Tectonophysics*, **243**: 25-36.
- ALCALÁ DEL OLMO, L. (1972): Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar (Segovia). *Estudios Geol.*, **28**: 345-358.
- ALÍA MEDINA, M. (1976): Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la Bóveda Castellano-Extremeña. *Estudios Geol.*, **32**(2): 229-238.
- ALONSO, A. (1981): El cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía*, **7**: 271 págs.
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1977): Evolución sedimentológica de la Unidad media detrítico-terrigena del Cretácico de la Sierra de Pradales (N. de la prov. de Segovia). *Estudios Geol.*, **33**: 517-569.
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1982): Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **8**: 145-166.
- ALONSO, A. y FLOQUET, M. (1982): Sedimentation et environnement au Turonien en Vieille Castille (Espagne): Un modele d'exolution en domine de plateforme. *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. París*, **49**: 113-128.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELENDEZ, A. y SALOMÓN, J. (1982): 7. Cameros-Castilla. En: M. FLOQUET; A. ALONSO & A. MELENDEZ (Eds.). *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 345-456 pp.
- ALONSO GAVILÁN, G.; ARMENTEROS, I.; CARBALLEIRA, A.; CORROCHANO, A.; HUERTA, P. y RODRÍGUEZ, J.M. (2004): Cuenca del Duero. En: J. A. VERA (Ed). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 550-556 pp.
- ALONSO ZARZA, A.M.; ARMENTEROS, I.; BRAGA, J.C.; MUÑOZ, A.; PUJALTE, V. y RAMOS, E. (coord.). (2002). Tertiary. "Duero basin (northern Spain)". En: W. GIBBONS & T. MORENO (Eds.). *The Geology of Spain*. The Geological Society. London, 309-315 pp.
- ALVAREZ LOBATO, F. (1982): Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva (provincia de Segovia). *Iª Reunión Nacional sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca 1979*. Instituto Geológico y Minero y Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 87-105.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, **14**: 172-177.
- ANDEWEG, B. (2002): *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields*. PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 178 págs. <http://www.geo.vu.nl/~andb/iberia>.
- ANDEWEG, B.; DE VICENTE, G.; CLOETINGH, S.; GINER, J. y MUÑOZ MARTIN, A. (1999): Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics*, **305**: 153-164.
- ANDRIEUX, C. (1971): Contribution al l'étude du climat des cavités naturelles des massifs karstiques. *Annales de Spéléologie*, **26**(1): 121-141.
- APARICIO YAGÜE, A. y GARCÍA CACHO, L. (1970): Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español). *Estudios Geol.*, **26**: 297-315.
- APARICIO YAGÜE, A. y GALÁN, E. (1980): Las características del metamorfismo Hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central (Provincia de Guadalajara). *Estudios Geol.*, **36**: 75-84.
- APARICIO YAGÜE, A. y GARCÍA CACHO, L. (1987): *Geología del Sistema Central Español*. Consejería de Política Territorial de la Comunidad de Madrid y Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). Madrid, 32 pp.
- APARICIO A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L.; GARCÍA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983): Caracterización de los granitoides Hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central Español. *Estudios Geol.*, **39**: 271-306.
- ARENAS, R.; CASQUET, C. y PEINADO, M. (1980): El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **1**: 117-146.

- ARENAS, R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y PEINADO, M. (1982): La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **3**: 123-162.
- ARENAS, R.; FÚSTER, J.M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MACAYA, J.; MARTÍN-PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y VILLASECA, C. (1991): Evolución metamórfica hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Rev. Soc. Geol. España*, **4**(3-4): 195-201.
- ARENILLAS PARRA, M.; ARENILLAS PARRA, T.; BULLON MATA, T.; BURGUES HOYOS, J.A.; JUAREZ DEL CANTO, D.; MARTINEZ DE PISON, E.; SANZ HERRAIZ, C. y TROITIÑO VINUESA, M.A. (1988): *Análisis del medio físico de Segovia: Delimitación de unidades y estructura territorial*. Junta de Castilla y León y EPYPSA. Valladolid. 85 págs.
- ARMENTEROS, I. (1986): *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno en el sector suroriental de la Depresión del Duero*. Ed. Diputación de Salamanca. Salamanca, 472 págs.
- ARMENTEROS, I. (1991): Contribución al conocimiento del Mioceno lacustre de la Cuenca terciaria del Duero (sector centro-oriental, Valladolid-Peñaflor-Sacramenia-Cuéllar). *Acta Geológica Hispánica*, **26**(2): 97-131.
- ARMENTEROS, I. y CORROCHANO, A. (1983): El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero. En: *Libro Jubilar J.M^a. Ríos. Geología de España*. Tomo. **II**. I.G.M.E. Madrid, 521-526 pp.
- ARMENTEROS, I. y ALONSO GAVILÁN, G. (1984): Génesis y evolución de los caliches miocenos del sureste de la Depresión del Duero. *Estudios Geol.*, **40**: 153-163.
- ARMENTEROS, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; CORRALES, I. y ALONSO GAVILÁN, G. (1982): Los abanicos aluviales terciarios del flanco norte de la sierra de Honrubia-Pradales. *I^a Reunión Nacional sobre la Geología de la Cuenca del Duero*, Salamanca 1979. Instituto Geológico y Minero y Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 109-123 pp.
- ARMENTEROS, I.; FERNÁNDEZ MACARRO, B.; RECIO, C. y BLANCO, J.A. (1986): Análisis sedimentológico y paleografía en el mioceno del sector Sacramenia (Segovia)-Peñaflor (Valladolid). *Studia Geologica Salmaticensis*, **XXII**: 247-262.
- ARMENTEROS, I.; BLANCO, J.A. y HERVALEJO, M.V. (1992): Sedimentación continental miocena y procesos diagenéticos en la cuenca de Sacramenia-Fuentidueña, Cuenca del Duero. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, 1992, Excursiones*, 290-299 pp.
- ARMENTEROS, I.; ANGELES BUSTILLO, M.A. y BLANCO, J.A. (1995): Pedogenic and groundwater processes in a closed miocene basin (northern Spain). *Sedimentary Geology*, **99**: 17-36.
- ASENSIO AMOR, I. (1960): Geografía y Sedimentología". *Estudios Geográficos*, **78**: 41-62.
- ASENSIO AMOR, I. (1962): Sedimentodinámica. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **60**: 301-313.
- ASENSIO AMOR, I. (1966): Geomorfología y Sedimentología. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **64**: 155-161.
- ASENSIO AMOR, I. y SÁNCHEZ CELA, V. (1968a): Contribución al estudio sedimentológico de la formación detrítica albense de la provincia de Segovia. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **66**: 299-310.
- ASENSIO AMOR, I. y SÁNCHEZ CELA, V. (1968b): Consideraciones sedimentológicas sobre la formación detrítica albense de la provincia de Segovia. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **66**: 195-205.
- ASENSIO AMOR, I. y GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1976a): Nota sobre morfodinámica de vertientes. *Estudios Geográficos*, **145**: 507-510.
- ASENSIO AMOR, I. y GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1976b): Manifestaciones periglaciares en los alrededores de Cifuentes (Guadalajara). *Estudios Geol.*, **32**(5): 443-449.
- ASENSIO AMOR, I. y GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1977): Niveles fluviales cuaternarios en el valle del Tajuña. *V Coloquio de Geografía. Medio Físico, Desarrollo Regional y Geografía*. Facultad de Filosofía y Letras, Sección de Geografía, Universidad de Granada, Granada, 119-132 pp.
- ASENSIO AMOR, I. y VAUDOUR, J. (1967): Depósitos cuaternarios en los alrededores de Mejorada del Campo (Valle del río Jarama). *Estudios Geol.*, **23**: 237-256.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L.M. y VILLAR ALONSO, P. (1991): Superposición de estructuras hercinianas en el sector de Buitrago-Somosierra (Sierra de Guadarrama, Sistema Central). *Geogaceta*, **10**: 116-118.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L.M. y VILLAR ALONSO, P. (1994): La estructura del sector de Buitrago-Somosierra (Sistema Central). *Boletín Geológico y Minero*, **105**(2): 121-134.
- BABÍN VICH, R. y GÓMEZ ORTIZ, D. (1998): Los cabalgamientos alpinos y fallas asociadas de la región Centro-Oriental del Sistema Central Español (Borde Norte). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **94**(1-2): 5-15.

- BABÍN VICH, R. y GÓMEZ ORTIZ, D. (1997): La tectónica alpina en el Borde Norte del Sistema Central Español y su enlace con la Cuenca del Duero. *Estudios Geol.*, **53**: 221-228.
- BABÍN VICH, R. y GÓMEZ ORTIZ, D. (1996): Estudio comparativo de varios modelos de pliegues asociados a fallas. Problemas detectados. *Geogaceta*, **20**(4): 759-762.
- BABÍN, R.; BERGAMÍN, J.F.; FERNÁNDEZ-RODRÍGUEZ, C.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L.; RIVAS, A.; TEJERO, R. y DE VICENTE, G. (1993): Modelisation gravimetrique de la structute alpine du Systeme Central Spagnol (secteur noreste). *Bull. Séc. Géol. Fr.*, **164**(3): 385-393.
- BABÍN, R.; BERGAMÍN, J.F.; FERNÁNDEZ-RODRÍGUEZ, C.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L.; RIVAS, A.; TEJERO, R. y DE VICENTE, G. (1992): Modelos gravimétricos para la corteza superior en el borde SE del Sistema Central Español. *Geogaceta*, **11**: 15-17.
- BABÍN, R.; BERGAMÍN, J.F.; FERNÁNDEZ-RODRÍGUEZ, C.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L.; RIVAS, A.; SÁNCHEZ SERRANO, F.; TEJERO, R.; MUÑOZ, A. y GINER, J.L. (1991): Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español. En: G. DE VICENTE & J.M. GONZÁLEZ CASADO (Eds): *III Reunión de la Comisión Tectónica. Guía de Paradas de Campo*, Sociedad Geológica de España, 25 págs.
- BANDA, E.; SURINACH, E.; APARICIO, A.; SIERRA, J. y RUIZ DE LA PARTE, E. (1981): Crust and upper mantle structure of the central Iberian Meseta (Spain). *Geophys. J. Int.*, **67**: 779-789.
- BANKS, C.J. y WARBUNTON, J. (1991): Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*, **191**: 275-289.
- BATEMAN, M.D. y DíEZ HERRERO, A. (1999): Thermoluminescence dates and paleoenvironmental information of the late quaternary sand deposits, Tierra de Pinares, Central Spain. *Catena*, **34**: 277-291.
- BATEMAN, M.D. y DíEZ HERRERO, A. (2001): The timing and relation of aeolian sand deposition in Central Spain to the aeolian sand record of NW Europe. *Quaternary Science Reviews*, **20**: 779-782.
- BARD, J.; CAPDEVILA, R. y MATTE, PH. (1971): Sobre el tipo de metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español). *Acta Geológica Hispánica*, **6**(2): 46-48.
- BAREA, J. (2001): *Geomorfología y evolución paleoclimática durante el Cuaternario a partir del estudio de los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central y de Valporquero* (León). Tesis doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid, 267 págs.
- BAREA, J. (2002): Evolución del karst en las vertientes norte y sur de las sierras de Guadarrama, Somosierra y Ayllón (Sistema Central Español). *EspeleoMadrid. Revista de la Federación Madrileña de Espeleología*. Época **II**(3): 10-12.
- BAREA, J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J. y DURÁN, J.J. (2002a): Desarrollo del karst versus litoestratigrafía en los bordes norte y sur del Sistema Central Español. *Boletín Geológico y Minero*, **113**(2): 155-164.
- BAREA, J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J. y DURÁN, J.J. (2002b): Condicionantes estructurales para el desarrollo del karst en los alrededores del Sistema Central Español. *Geogaceta*, **31**: 52-53.
- BAREA, J.; CASAS, J.; DURÁN, J.J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J. y MARTÍN DE VIDALES, J.L. (2000): Interés paleoambiental del estudio de sedimentos detríticos endokársticos. Aplicación a cavidades del centro de la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, **111** (2 y 3): 17-32.
- BAREA, J.; DURÁN, J.J.; GINER, J.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1999): La fracturación en la cueva de los Enebralejos, Segovia, Borde Norte del Sistema Central. En B. ANDREO, F. CARRASCO & J.J. DURÁN (Eds). *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*. Patronato de la Cueva de Nerja, Nerja (Málaga), 57-64 pp.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981): Caracteres generales del cinturón Hercínico en el sector oriental del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **7**: 15-51.
- BENITO, A. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (2002): Análisis geomorfológico de la Sierra de Atapuerca y del valle del río Arlanzón (provincia de Burgos). En: A. PÉREZ GONZÁLEZ, J. VEGAS & M.J. MACHADO (Eds). *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, serie: Geología, **1**: 373-383 pp.
- BERGAMÍN, J.F.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y PEINADO, M. (1989): La falla de Santa M^a la Real de Nieva. Un accidente extensional hercínico en el Sistema Central Español. Interpretación geofísica y geológica. *Studia Geologica Salmanticensis*, **4**: 27-40.
- BERGAMÍN, J. F.; DE VICENTE, G.; TEJERO, R.; SÁNCHEZ SERRANO, F.; GÓMEZ, D.; MUÑOZ

- MARTÍN, A. y PERUCHA, M. A. (1996): Cuantificación del desplazamiento dextroso Alpino en la Cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos. *Geogaceta*, **20**(4): 917-920.
- BERNABE MAESTRE, J.M. y CALVO CASES, A. (1979): Algunos ejemplos de vertientes de cantil-talud en les Valls D'Alcoi. *Cuadernos de Geografía*, **25**: 127-138.
- BERNABE MAESTRE, J.M. y CALVO CASES, A. (1982): Geomorfología de laderas en la bibliografía anglosajona. *Estudios Geográficos*, **XLIII** (167): 137-161
- BIROT, P. y SOLÉ SABARÍS, L. (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central española*. C.S.I.C. (Instituto Juan Sebastian Elcano). Madrid, 87 págs.
- BISCHOFF, L.; GURSKY, H.J. y WILLNER, A.P. (1980): Tidal sedimentation in the transgressive cycle of the lower ordovician in the eastern Sierra de Guadarrama (Central Spain). *Estudios Geol.*, **36**: 221-229.
- BLAIR, T.C. y MCPHERSON, J.G. (1994). Alluvial fans: processes and forms. En: A.D. ABRAHAMS & A.J. PARSONS (Eds.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman & Hall, London, 354-402.
- BLOOM, A. L. (1982): *La superficie de la Tierra*. Ediciones Omega, S. A.; Barcelona; 151 págs.
- BONNET, A. (1961): Les Baumes et la longévité des falaises de canyons. *Annales de Speologie*, **XVI**(1), 65-71.
- BOYER, S.E. y ELLIOT, D. (1982): Thrust systems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **66**(9): 1196-1230.
- BRAVARD, I. (1965): Notes morphologiques sur la Tierra de Pinares (province de Segovie, Espagne). *Revue de Géographie Alpine*, **53**(2): 245-264 (Trad. por Martínez de Pisón, E. 1966. Notas morfológicas sobre la Tierra de Pinares Segoviana. *Estudios Geográficos*, **XXVII** (102): 107-124).
- BROWN, R.W.; SUMMERFIELD, M.A. y GLEADOW, A.J.W. (1994): Apatite fission track analysis: its potential for the estimation of denudation rates and implicatins of long-term landscape development. En: M. J. KIRKBY (Ed). *Process Models and Theoretical Geomophology*. Wiley, New York, 23-53 pp.
- BULLON MATA, T. (1986a): El contacto segoviano entre la cuenca del Duero y la sierra de Guadarrama. En: E. MARTÍNEZ DE PISÓN & B. TELLO (Coords.). *Atlas de Geomorfología*. Alianza, Madrid, 137-146 pp.
- BULLON MATA, T. (1986b): La hoz de Beteta. En: E. MARTÍNEZ DE PISÓN & B. TELLO (Coords.). *Atlas de Geomorfología*. Alianza, Madrid, 265-272 pp.
- BULLÓN MATA, T. (1988): *El sector Occidental de la Sierra de Guadarrama*. Comunidad de Madrid. Consejería de Política Territorial. Madrid, 283 págs.
- BULLÓN MATA, T. (1984): La geomorfología del sector occidental de la Sierra de Guadarrama según las publicaciones más recientes. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense de Madrid*, **4**: 247-255.
- BULLON MATA, T.; LOPEZ ACEVEDO, V. y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1978): Consideraciones sobre el karst del cañón del Duratón (Segovia). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **76**: 19-29.
- BULLÓN MATA, T. y SANZ HERRAIZ, C. (1977): Segovia. En: E. MARTÍNEZ DE PISÓN (Coord.). *Los paisajes naturales de Segovia, Avila, Toledo y Caceres*. I.E.A.L. Madrid, 10-47 pp.
- BULLÓN MATA, T. y SANZ HERRAIZ, C. (1979): Últimas aportaciones al conocimiento de la Cordillera Herciniana en el Centro de la Península Ibérica. *Estudios Geográficos*, **XL**: 105-111.
- BURILLO MOZOTA, F.; GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1981): El cerro del Castillo de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de Geomorfología y Arqueología. *Kalathos*, **1**: 7-63.
- BUSTILLO, M.A.; ARMENTEROS, I. y BLANCO, J.A. (1989): Encadenamiento de encostramientos superficiales (gyperetas, calcretas y silcretas) en secuencias miocenas de la depresión Sepúlveda-Ayllón (Cuenca del Duero). En: S. ROBLES, V. PUJALTE y P.A. FERNÁNDEZ MEDIOLA (eds). *XII Congreso Español de Sedimentología*. Dpto. de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Universidad del País Vasco.
- BUTLER, R.W.H. (1982): The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, **4**: 239-245.
- CADAVID, S.; CORRAL, A. y PORTERO, J.M^a. (1971): Investigación estructural y geofísica en la región de Sepúlveda (Segovia). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **60**: 145-173.
- CAILLEUX, A. y TRICART, J. (1963): *Initiation a l'étude des sables et des galets*, vols. I, II, III, CDU, Paris, 369 págs.
- CALONGE CANO, G. (1987): *El complejo ecológico y la organización de la explotación forestal en la Tierra de Pinares Segoviana*. Excma. Diputación Provincial de Segovia. Segovia. 347 págs.
- CALONGE CANO, G. (1989): Significación ecológica y geográfica de las lagunas entre Cuéllar y Cantalejo (Segovia). *XI Congreso Nacional de Geografía*. Asociación de Geógrafos Españoles, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, Vol. **II**: 355-363 pp.

- CALONGE CANO, G. y Díez HERRERO, A. (2002): Páramos, valles y arenas al sur del Duero y Hoces del Duratón (Valladolid-Segovia). *Geomorfología y Paisaje. Guía de excursiones. VII Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología. Departamento de Geografía-Universidad de Valladolid, Valladolid, 13-55 pp.
- CALVO CASES, A. (1987): *Geomorfología de laderas en las montañas del País Valenciano*. Ed. Alfonso el Magnánimo. Valencia, 301 págs
- CALVO, J.P.; DE VICENTE, G. y ALONSO ZARZA, A.M. (1991): Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la cuenca de Madrid durante el Mioceno. *I Congreso del Grupo Español del Terciario*. 55-58 pp.
- CALVO, J.P.; DAAMS, R.; MORALES, J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; AGUSTI, J.; ANADON, P.; ARMENTEROS, I.; CABRERA, L.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DÍAZ MOLINA, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍN SUAREZ, E.; MARTÍNEZ, J.; MOISSENET, E.; MUÑOZ, A.; PEREZ GARCÍA, A.; PEREZ GONZÁLEZ, A.; PORTERO, J.M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; TORRES, T.; VAN DER MEULEN, J.; VERA, J.A. y MEIN, P. (1993): Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. España*, **6**(3-4): 29-40.
- CAMPBELL, E.M. y TWIDALE, C.R. (1995): The various origins of minor granite Landforms. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **20**, 281-306
- CAMPBELL, I. A. (1989): Badlands and badland gullies. En: D.S.G. THOMAS (Ed). *Arid Zone Geomorphology*. Belhaven Press and Halsted Press. New York, 159-183 pp.
- CAPOTE, R. (1983a): La estructura de la extensión SE de la zona centroibérica en el Sistema Central. *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, Tomo I: 467-476 pp.
- CAPOTE, R. (1983b): El Precámbrico de la zona centro-ibérica y su borde oriental. Formaciones porfíroides. *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, Tomo I: 84-91.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1975): Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero*, **86**(6): 581-595.
- CAPOTE, R., FERNÁNDEZ CASALS, M.J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977): El límite entre las zonas astur-occidental leonesa y galaico castellana en el Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero de España*, **88**: 517-520.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1981): La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **7**: 455-469.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y GONZALEZ CASADO, J.M. (1981): Tectónica y metamorfismo del macizo hercínico de Honrubia. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **7**: 441-454.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1982): Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica. *Rev. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, **76**: 314-331.
- CAPOTE, R.; GONZALEZ CASADO, J.M. y DE VICENTE, G. (1987): Análisis poblacional de la fracturación tardi-hercínica en el sector central. Sistema Central Ibérico. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **11**: 305-311.
- CAPOTE, R., DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1990): Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). *Geogaceta*, **7**: 20-22.
- CAPOTE, R.; MUÑOZ, J.A. y SIMÓN, J.L. (coord.) (2002). Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: W. GIBBONS & T. MORENO (Eds). *The Geology of Spain*. The Geological Society. London, 367-400 pp
- CARRAL, M.P.; MARTÍN SERRANO, A.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1996): Las altas superficies del interfluvio de los ríos Manzanares-Jarama al NE de Madrid (España). Caracterización geomorfológica y edáfica. *Estudios Geol.*, **52**: 231-241.
- CASAS SÁINZ DE AJA, J.; LEGUEY JIMÉNEZ, S. y RODRÍGUEZ MARTÍNEZ, J. (1972): Mineralogía y sedimentología de los arenales que recubren el terciario entre los ríos Pirón y Voltoya (Segovia). *Estudios Geol.*, **28**: 287-296.
- CASCOS MARAÑA, C. (1991): *La Serrezuela de Pradales. Estudio Geomorfológico*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Valladolid. Valladolid. 606 págs.
- CASCOS MARAÑA, C. y CALONGE CANO, G. (1982): Estudio geomorfológico de la Serrezuela de Pradales. En: *Actas del I Congreso de Geografía de Castilla La Vieja y León*. Burgos, 45-62 pp.
- CASIANO DE PRADO, M. (1854). Note sur la constitution géologique de la province de Ségovie (Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **11**: 331-339.
- CHARDON, M. (1976): Observations sur la formation des versants régularisés ou versants de Richter. *Actes du Symposium sur les versants en Pays Méditerranéens*, Aix-en-Provence, 1975, C.E.G.E.R.M., vol. V: 25-27.
- CHESTER, J.F. y CHESTER, F.M. (1990): Fault propagation folds above thrusts with constant dip. *Journal of Structural Geology*, **12**(7): 903-910.

- CHURCHILL, R.R. (1981): Aspect-related differences in badlands slope morphology. *Annals of the Association of American Geographers*, **71**(3): 374-388.
- CENTENO, J.D. (1989): Evolución cuaternaria del relieve en la vertiente sur del Sistema Central Español. Las formas residuales como indicadores morfológicos. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **13**, 79-88.
- CENTENO, J.D. y TWIDALE, C.R. (1988): Rocas fungiformes, pedestales y formas asociadas en Anvil Hill, Mannum, Australia del Sur. *Estudios Geol.*, **44**: 93-98.
- COROMINAS, J. (1989): Clasificación y reconocimiento de los movimientos de ladera. En J. COROMINAS (Ed). *Estabilidad de taludes y laderas inestables*. Monografía nº 3. Sociedad Española de Geomorfología, 1-30 pp.
- CORRA, G. (1977): Les abris sous roche dans les Monti Lessini de Vérone (Italie). *Noröis*, **95**: 125-132.
- CORTAZAR, D. (1891): *Descripción física y geológica de la provincia de Segovia*. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico. Madrid, Imprenta y Fundición de Manuel Tello, 234 págs.
- CORTÉS, A.L.; MAESTRO, A. y NOZAL, F. (1999): Nuevos datos sobre la tectónica reciente del sector oriental de la cuenca del Duero (Burgos-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, **12**(1): 17-27.
- CORRALES, I.; ROSELL, J., SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.M.; VERA, J.A. y VILAS, L. (1977): *Estratigrafía*. Editorial Rueda, Madrid, 718 págs.
- CORRALES, I. (1982): El mioceno al sur del Río Duero (sector occidental). *Iª Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero*, Salamanca, 1979. Temas Geológicos-Mineros. I.G.M.E., Tomo 2: 709-713.
- CORROCHANO, A. y ARMENTEROS, I. (1989). Los sistemas lacustres neógenos de la Cuenca terciaria del Duero. *Acta Geológica Hispánica*, **24**(3-4): 259-279.
- CRUSAFONT PAIRO, N. y VILLALTA, J.F. (1954): Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta castellana. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, Tomo Homenaje a Hernández Pacheco, 215-227 pp.
- DE BRUIJNE, C.H. (2001): *Denudation, intraplate tectonics and far field effects: an integrated apatite fission track study in central Spain*. PhD thesis, Vrije Universiteit Amsterdam. http://www.geo.vu.nl/news/promotie_karen-en.html
- DE BRUIJNE, C.H. y ANDRIESEN, P.A.M. (2000): Interplay of intraplate tectonics and surface processes in the Sierra de Guadarrama (Central Spain) assessed by apatite fission track analysis. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, **25** (6-7): 555-563.
- DE BRUIJNE, C.H. y ANDRIESEN, P.A.M. (2002): Far fields effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, **349**(1-4): 161-184.
- DE VICENTE, G.; GINER, J.L.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M. y LINDO, R. (1996a): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain. *Tectonophysics*, **266**: 405-424.
- DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ-CASADO, J.M. (1996b): Evolución alpina del Sistema Central Español. En: M. SEGURA; I. BUSTAMANTE, I. y T. BARDAJÍ (Eds). *Itinerarios Geológicos desde Alcalá*. Universidad de Alcalá. IV Congreso Geológico de España. 141-151 pp.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. y RODRÍGUEZ PASCUA, M. (1996c): Structure and Tertiary evolution of the Madrid basin. En: P.F. FRIEND & C.J. DABRIO (Eds). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. World and Regional Geology 6. Cambridge University Press, Cambridge, 263-267 pp.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; CALVO, J. P; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. y RODRÍGUEZ PASCUA, M. (1994): Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **19**: 175-190.
- DE VICENTE, G; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; BERGAMÍN, J. F.; TEJERO, R.; BABÍN, R.; RIVAS, A.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L.; GINER, J.L.; SÁNCHEZ SERRANO, F.; MUÑOZ, A. y VILLAMOR, P. (1992): Alpine structure of the Spanish Central System. *Actas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca, Tomo 1: 284-288.
- DE VICENTE, G. (2004): Estructura alpina del Antepaís Ibérico. En: J.A. VERA (Ed). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 587-634 pp.
- DERRUAU, M. (1970): *Geomorfología*. Ariel, Barcelona, 442 págs.
- DEWEY, J.F.; HELMAN, M.L.; TURCO, E.; HUTTON, D.H.W. y KNOTT, S.D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. En: M.P. COWARD; D. DIETRICH & R. G. PARK, (Eds). *Alpine Tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**: 265-283.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): Central Iberian Zone. Autochthonous sequences. 2. Structure, En:

- R.D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, 172-188 pp.
- DÍEZ HERRERO, A. y MARTÍN DUQUE, J.F. (2005): *Las raíces del paisaje: condicionantes geológicos del territorio de Segovia*. Junta de Castilla y León, Valladolid, 461 págs. [Esta obra ha sido editada con posterioridad a la finalización del presente trabajo de investigación]
- DÍEZ HERRERO, A. y BATEMAN, M.D. (1998): Interpretación paleoambiental y datación mediante luminiscencia del manto arenoso de la Tierra de Pinares oriental (Segovia). *Geogaceta*, **24**: 107-110.
- DÍEZ HERRERO, A.; BATEMAN, M.D.; LÓPEZ SAÉZ, J.A. y VEGAS SALAMANCA, J. (2002): Procesos eólicos tardiglaciares en la submeseta septentrional: cronología del manto arenoso de la Tierra de Pinares. En A. PÉREZ GONZÁLEZ, J. VEGAS & MACHADO, M. J. (Eds). *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, serie: Geología, **1**: 167-175 pp.
- DÍEZ HERRERO, A.; BENITO, G.; PORAT, N. y GUTIÉRREZ-PÉREZ, I. (2005): Upper Pleistocene palaeofloods in the Duraton river gorge (Central Spain). *Sixth International Conference on Geomorphology. Abstracts*. Zaragoza.
- DÍEZ HERRERO, A.; PEDRAZA GILSANZ, J. y SÁNCHEZ VAQUERO, J. (1996): *Fisiografía y paisaje de las Hoces del Río Duratón*. Guía para una excursión de Historia Natural por el cañón meridional del río Duratón. XII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 54 págs.
- DIKAU, R.; SCHROTT, L. y DEHN, M. (1997). Topple. En: R. DIKAU, D. BRUNSDEN, L. SCHROTT & M.L. IBSEN (Eds). *Landslide Recognition*. John Wiley & Sons, New York; pp: 29-41.
- DOBLAS, M. (1991): Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. *Tectonophysics*, **191**: 325-334.
- DOBLAS, M.; LÓPEZ-RUIZ, J.; OYARZUM, R.; MAHECHA, V.; SÁNCHEZ MOYA, Y.; HOYOS, M.; CEBRÍA, J.M.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; LILLI, J.; LUNAR, R.; RAMOS, A. y SOPENA, A. (1994): Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. *Tectonophysics*, **238**: 95-116.
- ERASO, A.; GRAÍÑO, S.; ALONSO, F.; BULLÓN, T.; GARCÍA, R.; LÓPEZ-ACEVEDO, V.; SANTOS, V.; TORRES, T.; PEDRAZA, J.; MORELL, H.; CASTELLO, R. y MORA, J. (1980): Estudio del karst del Cañón del Duratón (Segovia). *Kobie*, **10**: 53-127.
- ESCUDER VIRUETE, J. y VALVERDE VAQUERO, P. (1999): Modelización termal en 2-D del metamorfismo de Baja-P/Alta-T asociado a la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza (Zona Centro-Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, **12**(2): 215-228.
- ESCUDER VIRUETE, J.; HERNÁIZ HUERTA, P.; VALVERDE VAQUERO P.P.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ R. y DUNNING, G. (1996): Evolución microestructural y metamórfica de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza: la superposición de asociaciones minerales de baja-P/Alta-T sobre una secuencia Barroviense. *Geogaceta*, **20**(4): 879-882.
- ESCUDER VIRUETE, J.; HERNÁIZ HUERTA, P.; VALVERDE VAQUERO P.P.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ R. y DUNNING, G. (1998): Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain), *Tectonophysics*, **290**(1-2): 87-109.
- FABRE, G. (1976): Modele des versants calcaires des Gorges du Gardon (Bas-Languedoc oriental, France). *Actes du Symposium sur les versants en Pays Méditerranéens*, Aix-en-Provence, 1975, C.E.G.E.R.M., vol. V: 9-13.
- FABRE, G. (1980): *Les Karsts du Languedoc Oriental, Recherches Hydrogeomorphologiques*. Thèse état Géog. Association Française de Karstologie, mem. **2**: 470 p.
- FABRE, G. y NICOD, J. (1982): Modalités et rôle de la corrosion cryto-karstique dans les karst méditerranéens et tropicaux. *Z. Geomorph. N.F.*, **26**(2): 209-224.
- FENELON, P. (1967): Vocabulaire français des phénomènes karstiques. *Memoires et Documents*, **4**: 13-68.
- FERNÁNDEZ, M.; MARZÁN, I.; CORREIA, A. y RAMALHO, E. (1998): Heat flow, heat production and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, **219**: 29-53.
- FERNÁNDEZ CABALLERO, D. y SANZ DONAIRE, J.J. (1985): Las rañas de Somosierra (Sistema Central Español). *Paralelo 37º*, **8-9**: 219-231 (Volumen Homenaje a Manuel de Terán). Consejería de Cultura. Junta de Andalucía. Diputación Provincial de Almería.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1974): Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera. *Studia Geologica Salmanticensia*, **7**: 87-106.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1979): Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama. Sistema Central. *Estudios Geol.*, **35**: 169-191.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1970): La tectónica paleozoica del Guadarrama en

- la región de Buitrago de Lozoya. *Boletín Geológico y Minero*, T. **LXXXI**: 562-568
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1971): Los gneises glandulares del Guadarrama oriental. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **69**(1): 69-80.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, P. (1988a): *Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el Macizo de Santa María La Real de Nieva (Segovia)*. Tesis Doctoral. Ed. Universidad Complutense de Madrid. Madrid, 336 págs.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, P. (1988b): Evolución cuaternaria y sistemas de terrazas en la subfosa terciaria de Valverde del Majano y el Macizo de Santa María La Real de Nieva (Segovia). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **84**(1-2): 69-83.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, P. y GARZÓN HEYDT, G. (1994): Ajustes en la red de drenaje y morfoestructura en los ríos del centro-sur de la Cuenca del Duero. En: J. ARNÁEZ, J.Mª. GARCÍA RUIZ & A. GÓMEZ VILLAR (Eds). *Geomorfología en España. Actas de la III Reunión Nacional de Geomorfología*. Logroño, 471-484 pp
- FERNÁNDEZ GARCÍA, P.; MAS, R.; RODAS, M.; LUQUE DEL VILLAR, F.J. y GARZÓN, G. (1989): Los depósitos aluviales del Paleógeno basal en el sector suroriental de la cuenca del Duero (provincia de Segovia): Evolución y minerales de la arcilla característicos. *Estudios Geol.*, **45**: 27-43.
- FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, A. (1996): *Geomorfología del cañón del río Júcar en la comarca de La Manchuela (Albacete)*. Tesis Doctoral. Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid, 721 págs (inédita).
- FERNÁNDEZ MACARRO, B.; ARMENTEROS, I. y BLANCO, J.A. (1988): Procesos de alteración y paleosuelos ligados a la sedimentación miocena del NE de Segovia, Depresión del Duero. *Acta Geológica Hispánica*, **23**: 269-281.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1897): Excursión por el terro cretáceo de los alrededores de Segovia. *Actas de la Sociedad Española de Historia Natural*, T. **XXVI**: 91-99.
- FERRERAS, C. (1981): *El Norte de la Meseta leonesa*. Inst. Fray Bernardino de Sahagún (C.S.I.C.). León, 455 págs.
- FLAGEOLLET, J.C. y WEBER, D. (1997): Fall. En: R. DIKAU, D. BRUNSDEN, L. SCHROTT & M.L. IBSEN (Eds). *Landslide Recognition*. John Wiley & Sons, New York; 13-28 pp.
- FORD, D.C. y LUNDBERG, J. (1987): A review of dissolution rills in limestones and other soluble rocks. *Catena Supplement*, **8**: 119-140.
- FORTEZA, J.; GARCÍA, Mª.P. y LORENZO, L.F. (1992): Suelos de raña del área de Riaza (Segovia). En A. PINILLA (Coord.). *La raña en España y Portugal*. CSIC, 185-197
- FOUCAULT, A. y RAOULT, J.F. (1985): *Diccionario de geología*. Masson, s.a. Barcelona, 315 págs.
- FRÄNZLE, C. (1959): "Glaziale und periglaziale formbildung im östlichen kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien)". *Bonner Geographischen Abhandlungen*. Bonn, 80 págs. (Trad. por Sagredo, J. 1978. Formaciones glaciares en el sector oriental del Sistema Central. *Estudios Geográficos*, **XXXIX**(151-152): 203-231 y 363-418.
- FÜSTER, J.M. y GARCÍA CACHO, L. (1979): Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español): *Estudios Geol.*, **XXVI**: 327-329.
- FÜSTER, J.M. y RUBIO, J.I. (1980): El afloramiento granodiorítico-tonalítico de Ventosilla (Guadarrama central). *Boletín Geológico y Minero*, **XCI**(III): 494-502.
- GALLAGHER, K.; BROWN, R. y JOHNSON, C. (1998): Fission track analysis and its applications to geological problems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **26**: 519-572
- GARCÍA ABBAD, F.J. y REY SALGADO, J. (1973): Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid. *Boletín Geológico y Minero*, T. **LXXXIV**-IV: 213-227.
- GARCÍA DEL CURA, A. (1975): Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero (Zona Oriental). En M. T. ALBERDI & F. AGUIRRE (Eds). *Actas I Congreso Inter. Bioest. Cont. Neóg. Sup. Cuat. Inf.*: 77-81.
- GARCÍA DEL CURA, A. y LÓPEZ AGUAYO, F. (1974): Estudio mineralógico de las facies detrítico-calcáreas del Terciario de la zona Centro-Oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geol.*, **30**: 503-513.
- GARCÍA RAYEGO, J.L. y MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1986): Los glaciares de raña en el macizo de Valronquillo (sector noroccidental del Campo de Calatrava, Ciudad Real). *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, **6**: 203-224.
- GARCÍA ROSSEL, L. y PEZZI, M.C. (1975): Un karst mediterráneo supraforestal en Sierra Magina (Jaén). Condicionamientos geológicos y geomorfológicos. *Cuadernos de Geografía de la Universidad de Granada*, serie monográfica **1**: 19-57.
- GARCÍA RUIZ, J.M. y ARNAEZ VADILLO, J. (1991): *Mapa Geomorfológico de Munilla (MTN 242)*. Geoforma Ediciones. Instituto de Estudios Riojanos. Logroño, 26 págs.

- GARROTE, J. y GARZÓN, G. (2000): La asimetría de la cuenca de drenaje Jarama-Henares. Análisis morfométricos y tectónica reciente. En E. SERRANO, A. GARCÍA DE CELIS, J.C. GUERRA, C.G. MORALES & M.T. ORTEGA (Eds). *Estudios Recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, montaña y dinámica territorial*. Sociedad Española de Geomorfología, Departamento de Geografía de la Universidad de Valladolid. Valladolid, 513-526 pp.
- GARROTE, J.; FERNÁNDEZ GARCÍA, P. y GARZÓN, G. (2002): Parámetros morfométricos de la red de drenaje y sus implicaciones estructurales en la cuenca del Tajo. En A. PÉREZ GONZÁLEZ, J. VEGAS & M.J. MACHADO (Eds). *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, serie: Geología, **1**: 45-51.
- GARZÓN HEYDT, M.G. y FERNÁNDEZ GARCÍA, P. (1993): Las capturas fluviales de los ríos Voltoya, Zorita, Moros y Eresma. Sus implicaciones geológicas. *Actas de la IIª Reunión del Cuaternario Ibérico*, vol. **2**. ITGME. Madrid, 849-859 pp.
- GARZÓN, M.G., PEDRAZA, J. y UBANELL, A.G. (1982): Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama)". *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, **XXVI**(2): 475-496
- G.E. TALPA (1997): Catálogo de cavidades del karst de Pradeña de la Sierra. *Memorias de actividades 1982-1996*, San Fernando de Henares (inéditas).
- G.E.V. SPALAEUS (1986): El Cañón del Duratón. Sepúlveda (Segovia). *Mesetaria*, **2**: 119-155.
- GINER, J. L.; DE VICENTE, G. y LINDO, R. (1996a): Estado de esfuerzos actuales en el centro peninsular a partir del análisis conjunto de mecanismo focales de terremotos. *Geogaceta*, **20**(4): 997-999.
- GINER, J.L.; DE VICENTE, G. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1996b): Neotectónica de la Cuenca de Madrid. En: M. SEGURA; I. BUSTAMANTE, I. & T. BARDAJÍ (Eds). *Itinerarios Geológicos desde Alcalá*. Universidad de Alcalá. IV Congreso Geológico de España, 191-205.
- GINER, J.L.; DE VICENTE, G.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; SÁNCHEZ CABANERO, J.G. y PINILLA, L. (1996c): Crisis tectónicas cuaternarias en la cuenca de Madrid. *Geogaceta*, **20**(4): 842-845.
- GLADFELTER, B.C. (1971): *Meseta and campiña landform in Central Spain. A geomorphology of the Alto Henares basin*. Research Paper of Chicago University, **130**: 3-204.
- GÓMEZ ORTÍZ, D. y BABÍN VICH, R. (1998): Geometría de las fallas inversas de la zona de Sepúlveda (borde norte del Sistema Central) a partir de modelos de pliegues de propagación de falla. *Geogaceta*, **23**: 67-70.
- GÓMEZ ORTÍZ, D. y BABÍN VICH, R. (1996a): La tectónica alpina en el sector centro-oriental del borde norte del Sistema Central (provincia de Segovia, España). *Geogaceta*, **19**: 19-22.
- GÓMEZ ORTÍZ, D. y BABÍN VICH, R. (1996b): Los pliegues de propagación de falla de la región centro-oriental del Sistema Central Español. Análisis geométrico. *Rev. Soc. Geol. España*, **9**(3-4): 297-309.
- GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M.J. (1993): *Geomorfología del "Alto Tajo" en el sector de Molina de Aragón*. Tesis Doctoral, Vol. 1 y 2. Universidad Autónoma de Madrid, 698 págs (inédita).
- GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1987a): Revisión de la zonación metamórfica y los procesos de blastesis-deformación de la región de Somosierra (SCE). *Estudios Geol.*, **43**: 209-216.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1987b): Las últimas fases de deformación hercínicas en la región de Buitrago-Honrubia (SCE). *Rev. Mat. Proc. Geol.*, **5**: 125-134.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1987c): Microestructuras del cuarzo, en venas de segregación y cuarcitas, en la zona de cizalla de Berzosa (Sistema Central Español). *Rev. Mat. Proc. Geol.*, **5**: 135-141.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M. y DE VICENTE MUÑOZ, G. (1987): Cuantificación de la deformación asociada a la falla de Berzosa (Sistema Central Español). *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **11**: 289-293.
- GONZÁLEZ-CASADO, J.M. y DE VICENTE MUÑOZ, G. (1996): Evolución alpina del Sistema Central Español. En: M. SEGURA; I. BUSTAMANTE, I. & T. BARDAJÍ (Eds). *Itinerarios Geológicos desde Alcalá*. Universidad de Alcalá. IV Congreso Geológico de España, 141-151 pp.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1983): Análisis de la deformación en el macizo metamórfico de Honrubia (S.C.E.). *Rev. Mat. Proc. Geol.*, **2**: 75-94.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1985): La terminación de las estructuras tectónicas del dominio oriental del Sistema Central. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, **3**: 227-234.
- GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; CABALLERO, J.M.; CASQUET, C.; GALINDO, C. y TORNOS, F. (1996): Palaeostress and geotectonic interpretation of the Alpine Cycle onset in the Sierra del Guadarrama (eastern Iberian Central System), based on evidence from episyenites, *Tectonophysics*, **262**(1-4): 213-229.

- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981): Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **2**: 125-134.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ, J. R.; MACAYA, J. y ALVAREZ, F. (1988): Sobre la estructura del Antiforme de El Cardoso y el sinforme de Majaelrayo y su relación con la falla de Bezosa. *Geogaceta*, **4**: 11-13.
- GONZÁLEZ GUTIÉRREZ, R.B. (2002): *El relieve de los Valles del Torío y Curueño (Montaña Cantábrica Leonesa)*. Universidad de León; Serie Tesis Doctorales. Secretariado de Publicaciones y Medios Audiovisuales, 267 págs.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1981): Técnicas elementales de sedimentología. En: VVAA. *Prácticas de Geografía Física*. Oikos-Tau, s.a. ediciones, Barcelona, 53-61 pp.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1986a): Las terrazas del Tajo en el sector de Fuentidueña de Tajo (Madrid). En: E. MARTÍNEZ DE PISÓN. & B. TELLO (Coords.). *Atlas de Geomorfología*. Alianza, Madrid, 159-168 pp.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1986b): Las manifestaciones frías mediterráneas en la cuenca baja de del Tajuña, durante el Cuaternario reciente. En: E. MARTÍNEZ DE PISÓN y B. TELLO (Coords.). *Atlas de Geomorfología*. Alianza, Madrid, 229-237 pp.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. (1986c): Las laderas de los páramos alcarreños. En: E. MARTÍNEZ DE PISÓN y B. TELLO (Coords.). *Atlas de Geomorfología*. Alianza, Madrid, 265-272 pp.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1983): Estudio geomorfológico de las terrazas fluviales cuaternarias del valle del Tajo (sector Aranjuez-Toledo). En: J.R. VIDAL ROMANÍ & F. VILAS MARTÍN (Eds). VI Reunión del Grupo Español de Trabalho de Quaternario. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **5**: 485-517.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1985): Evolución geomorfológica de los valles de Anchuelo y Pantueña, al sur de Alcalá de Henares (Madrid). *Rev. Mat. Proc. Geol.*, **3**: 125-145
- GONZÁLEZ MARTÍN, J.A. y ARTEAGA CARDINAU, C. (2004): Prácticas de Sedimentología". En: B. TELLO (Coord.). *Prácticas de laboratorio de Geografía Física*. UAM Ediciones, Madrid, 73-134 pp.
- GONZÁLEZ PELLEJERO, R. (1986): Dinámica de un espacio natural: Los cañones calcáreos del Ebro (Burgos). *Eria*, **10**: 5-86.
- GUERRA ZABALLOS, A. y SANZ DONAIRE, J.J. (1985): Relación entre la glaciomorfología y la tectónica en el Macizo de Somosierra (Sistema Central Español). *Actas de la Iª Reunión Nacional del Cuaternario Ibérico*. G.E.T.C. y G.T.P.E.Q.T. Lisboa, Volumen **1**: 105-117.
- GUERRA ZABALLOS, A. y SANZ DONAIRE, J.J. (1987): Consideraciones acerca de la glaciomorfología del Sistema Central Español. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense de Madrid*, **7**:113-122.
- GUERRA ZABALLOS, A. GARCÍA RODRÍGUEZ, Mª.P.; PÉREZ GONZÁLEZ, Mª.E.; SÁNCHEZ PÉREZ DE ÉVORA, A. y SANZ DONAIRE, J.J. (2000): Palealteraciones, geomorfología y suelos en ambas vertientes de Somosierra, En: J. J. SANZ DONAIRE & Mª. E. PÉREZ GONÁLEZ (Eds). *XV Jornadas de Campo de Geografía Física*, Dpto. de AGR y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 5-8 de junio del 2000, 5-25 pp.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1978): Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero*, T. **LXXXIX-II**: 109-113.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (coord.) (2002): Quaternary. En: W. GIBBONS & T. MORENO (Eds.). *The Geology of Spain*. The Geological Society. London, 335-366 pp.
- GUTIÉRREZ NEVADO, J. (1998a): *Caracterización geográfica del carst de Prádena y de la Cueva de los Enebralejos*. Ed. C. E. Talpa, Madrid, 32 págs.
- GUTIÉRREZ NEVADO, J. (1998b): Análisis morfoestructural de los bloques basales del sector centro-oriental de la Cordillera Central entre Gallegos y Sigueruelo (Segovia). *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, **18**: 161-176.
- GUTIÉRREZ NEVADO, J. y BIELSA ORTÍZ DE VILLAJOS, J. (1994): Principales cavidades del karts de Prádena de la Sierra (Segovia). *Subterránea*, **2**: 51-57.
- HARRELL, J.A. y TWIDALE, C.R. (1989): Horizontal grooves in granite, western Wichita Mountains, Oklahoma, U.S.A. *Z. Geomorph. N.F.*, **33**(2), 165-178.
- HARRY, D.G. (1988): Ground ice and permafrost. En: J.M. Clark (Ed.). *Advances in Periglacial Geomorphology*, Wiley & Sons, Chichester, 113-150 pp.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1923): Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica. *Asociación Española para el Progreso de las Ciencias*. Congreso de Salamanca, Tomo **2**:
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1932): Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trab. Mus. Cien. Nat. Serie Geológica*, **38**: 1-584.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1923): Las arenas voladoras de la provincia de Segovia *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **23**: 211-216.

- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1925): El glaciar cuaternario de tipo pirenaico de la Buitrera. Riaza (Segovia). *Congreso Luso-Español para el progreso de las Ciencias*. Coimbra, VI: 185-192.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1932): Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordillera Central. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **32**: 455-460.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1932): Las terrazas cuaternarias del Duero en su tramo medio. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **32**: 479-487.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1965): La formación de la raña al S. de la Somosierra occidental. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **63**: 5-16.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F.; ALBERDI ALONSO, M.T. y AGUIRRE ENRÍQUEZ, E. (1969): Proceso formativo y época de la Sierra de Guadarrama. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **67**(3): 225-237.
- HERRÁIZ, M.; DE VICENTE, G.; LINDO-ÑAUPARI, R.; GINER, J.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; VADILLO, O.; RODRÍGUEZ PASCUA, M.A.; CICUÉNDEZ, J.I.; CASAS, A.; CABAÑAS, L.; RINCÓN, P.; CORTÉS, A.L.; RAMÍREZ, M. y LUCINI, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distribution in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, **19**(4): 762-786.
- HERRERO MATÍAS, M. (1988): Método de trabajo para la formación y el diseño de mapas geomorfológicos. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, **8**: 25-39.
- HOYOS, M.A.; LEGUEY, S. y RODRÍGUEZ, J. (1974): Las terrazas del río Duero desde Gormaz hasta Peñafiel. *Anal. Edaf. y Agrob.*, **33**: 185-198.
- HOYOS, M.; GARCÍA DEL CURA, M.A. y ORDOÑEZ, S. (1981): Características geológicas del yacimiento de los Valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios Geol.*, **37**: 345-351.
- HUTCHINSON, J.N. (1988): General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrology. En: C. BONNARD (ed). *Landslides*. Proceedings of the Fifth International Symposium on Landslides. A. A. Balkema. Rotterdam. Vol. 1: 3-35 pp.
- IBÁÑEZ MARTÍ, J.J.; GALLARDO DÍAZ, J. y JIMÉNEZ BALLESTA, R. (1986): Revisión de los procesos paleoclimáticos plio-cuaternarios en el sector oriental del Sistema Central: Somosierra-Ayllón (España). En: F. LÓPEZ VERA (Ed). *Quaternary climate in western mediterranean*. Universidad Autónoma de Madrid, Madrid, 95-109 pp.
- IGME (1980): *Segovia, Hoja 38*. Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. IGME, Madrid.
- IGME (1982): *Fontiveros, Hoja 480*. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, IGME, Madrid.
- IGME (1982): *Nava de Arévalo, Hoja 481*. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, IGME, Madrid.
- ITGME (1991): *Prádena, Hoja 458 (19-18)*. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, ITGME, Madrid.
- ITGME (1992): *Maderuelo, Hoja 403 (19-16)*. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Fecha de realización de la hoja 1992, ITGME, Madrid, (inédito).
- ITGME (1993): *Sepúlveda, Hoja 431 (19-17)*. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Fecha de realización de la hoja 1993, ITGME, Madrid, (inédito).
- ITGME (1993): *Cantalejo, Hoja 430 (18-17)*. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Fecha de realización de la hoja 1993, ITGME, Madrid, (inédito).
- ITGME (1994): *Olombrada, Hoja 402 (18-16)*. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Fecha de realización de la hoja 1994, ITGME, Madrid, (inédito).
- ITGME (1995): *Riaza, Hoja 432 (20-17)*. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Fecha de realización de la hoja 1995, ITGME, Madrid (inédito).
- ITGME (1997): *Peñafiel, Hoja 374 (18-15)*. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. ITGME, Madrid.
- JAMISON, R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, **9**(2): 207-219.
- JIMÉNEZ, E. (1974): Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, **85**(5): 518-524.
- JIMÉNEZ, E.; CORROCHANO, A. y ALONSO GAVILÁN, G. (1983): El paleógeno de la Cuenca del Duero". En: *Libro Jubilar J.M^a. Ríos. Geología de España*. Tomo. II. I.G.M.E. Madrid, 489-521 pp.
- JULIVERT, F.M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L.E. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares; E: 1:1.000.000*. Instituto Geológico Minero de España, 113 pp.
- KELLER, E.A. y PINTER, N. (2002): *Active Tectonics. Earthquakes, uplift and landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 362 págs.
- LAUTENSACH, H. (1967): *Geografía de España y Portugal*. Vicens Vives, Barcelona, 814 pp.
- LÁZARO OCHAÍTA, I. (1977): Estudio geomorfológico de la cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario). *Estudios Geol.*, **33**: 101-117.
- LÁZARO OCHAÍTA, I. y ASENSIO AMOR, I. (1977): Estudio geomorfológico de la zona de Valdemorillo-Villa del Prado (Sistema

- Central Español). *Estudios Geol.*, **33**: 409-417.
- LÁZARO OCHAÍTA, I. y ASENSIO AMOR, I. (1978): La Raña, glaciares encajados y terrazas al NE de Madrid (Estudio geomorfológico). *Estudios Geol.*, **34**: 45-51.
- LEWKOWICZ, A.G. (1988): Slope processes. En: J.M. Clark (Ed.). *Advances in Periglacial Geomorphology*, Wiley & Sons, Chichester, pp: 326-368.
- LOPEZ BERMUDEZ, F. (1984): Dinámica de vertientes: ensayo de puesta a punto. *VIII Coloquio de Geógrafos Españoles, Barcelona 1993. Actas, discursos, ponencias y mesas redondas*, A.G.E., 49-71.
- LÓPEZ LIMIA, B. y LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1985): Tipos de lapiaz en un karst mediterráneo de montaña (sierra de Segura, Jaén). *Papeles de Geografía Física*, **10**: 21-32.
- LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotek. Forsch.*, **6**: 78-92 (Trad. por J.M Ríos (1950). Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, **5**: 149-166).
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ, J. R. y ALVAREZ, F. (1991): Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of Central Spain. *Tectonophysics*, **191**: 291-309.
- MACPHERSON, J. (1879): Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica. *Anál. Soc. Espa. Hist. Nat.*, **8**: 5-26.
- MARTÍN DUQUE, J.F. (1997): *La geomorfología en los estudios del medio físico y la planificación territorial: propuesta metodológica y aplicación a un sector del Sistema Central*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid, 364 págs
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977): Aplicación de las imágenes Landsat, al estudio de las relaciones entre la Raña y la Tectónica pliocena en la Meseta Central española. *Tecniterrae*, **20**: 8-22 pp.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1980): Cabalgamiento del zócalo granítico sobre la cobertera neógena al Este de Villacastín (Cuenca del Duero-Cordillera Central). *Estudios Geol.*, **36**: 409-412.
- MARTÍN SERRANO, A. (1988a): Sobre la transición Neogeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña. *IIº Congreso Geológico de España*, vol. 1: 395-398.
- MARTÍN SERRANO, A. (1988b): Sobre la posición de la Raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Boletín Geológico y Minero*, **XCIX**(6): 855-870 pp.
- MARTÍN SERRANO, A. (1991): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el macizo hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, **4**(3-4): 337-351pp.
- MARTÍN SERRANO, A. (1999): El paisaje del Macizo Hercínico: la expresión de su geología alpina. *Studia Geologica Salmanticensia*, Volumen especial **VII**: 73-86.
- MARTÍN-SERRANO, A., SANTISTEBAN, J.I. y MEDIAVILLA, R. (1996): Tertiary of Central System basins. En: P.F. FRIEND, & C.J. DABRIO (Eds). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. World and Regional Geology 6. Cambridge University Press, Cambridge, 255-260 pp.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (2005): *Geología Estructural y Dinámica Global*. Curso 2001-2002. Departamento de Geología, Universidad de Salamanca. <http://web.usal.es/~gabi/apuntes.html>
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1982): *El relieve de la Tierra*. Salvat Editores, S.A., Madrid, 64 págs.
- MAS, R.; RODAS, M.; LUQUE DEL VILLAR, F. J.; FERNÁNDEZ GARCÍA, P. y GARZÓN, G. (1988): Los niveles de encostramiento de la base del ciclo arcóico en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *II Congreso Geológico de España, Granada*, Tomo **1**: 127-130.
- MEDIAVILLA, R. y DABRIO, C.J. (1988): Controles sedimentarios neógenos en la depresión del Duero (sector central). *Rev. Soc. Geol. España*, **1**(1-2): 187-195.
- MEDIAVILLA, R.; DABRIO, C.J.; MARTÍN-SERRANO, A. y SANTISTEBAN, J.I. (1996): Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin: evolution and controls. En: P.F. FRIEND & C.J. DABRIO (Eds). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. World and Regional Geology 6. Cambridge University Press, Cambridge, 228-236 pp.
- MELÉNDEZ HEVIA, I. (2004): *Geología de España. Una historia de seiscientos millones de años*. Editorial Rueda, Madrid, 277 págs.
- MENSUA, S. y PLANS, P. (1981): La disimetría de los valles del páramo leonés. Estudio de Geografía. *Homenaje a Alfredo Floristan*, Pamplona, 261-270 pp
- MINGARRO MARTÍN, F. y LÓPEZ DE AZCONA, C. (1975): Estudio de la fracción arcillosa contenida en las rocas carbonáticas del cretácico superior de la provincia de Segovia. *Estudios Geol.*, **31**: 531-542.
- MINGARRO MARTÍN, F. y LÓPEZ DE AZCONA, C. (1974): Petrogénesis de las rocas carbonáticas

- de la provincia de Segovia. *Estudios Geol.*, **30**: 569-578.
- MITRA, S. (1990): Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**: 921-945.
- MOLINA BALLESTEROS, E. y ARMENTEROS, I. (1986): Los arrasamientos plioceno y plio-pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmantica*, **XXII**: 293-307.
- MOLINA BALLESTEROS, E. y CANTANO MARTÍN, M. (2002): Study of weathering processes developed on old piedmont surfaces in western Spain: new contributions to the interpretation of the "Raña" profiles. *Geomorphology*, **42**: 279-292.
- MORENO SANZ, F. (1979-80): El karst de Prádena de la Sierra. *Geographica*, **XXI-XXII**: 77-94.
- MORENO SANZ, F. (1988): *Zonas kársticas en la vertiente Norte de la Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral. Ed. Universidad Complutense de Madrid. Madrid. 724 págs.
- MORENO SANZ, F. y SANZ DONAIRE, J.J. (1979): Estudio de los sedimentos fluviales en conductos kársticos de Prádena de la Sierra (Segovia). *VI Coloquio de Geografía*. A.G.E. Palma de Mallorca, 73-80 pp.
- MORISAWA, M. (1985): *Rivers. Form and process*. Longman. London, 222 págs.
- MUNCIO GONZÁLEZ, L. J. y PIÑÓN VARELA, F. (1990): Cueva de los Enebralejos (Prádena, Segovia). *Nymantia*, 51-76.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1992): *Geomorfología General*. Síntesis. Madrid, 351 págs.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. y ASENSIO AMOR, I. (1975): Los depósitos de raña en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. *Estudios Geográficos*, **XXXVI**(140-141): 779-806.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. y PALACIOS ESTREMER, D. (1990): Significado geomorfológico de una red de canales meandriiformes impresa en las altiplanicies de la Alcarria, Mesa de Ocaña y la Mancha nororiental. *Eria*, **22**: 97-120.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. y SANZ HERRÁIZ, C. (1995): *Guía física de España. 5. Las montañas*. Alianza Editorial, Madrid, 476 págs.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. y TANARRO GARCÍA, L.M. (2000): Los valles disimétricos de la Alta Cuenca del Duratón. En: J.J. SANZ DONAIRE & M^a.E. PÉREZ GONÁLEZ (Eds). *XV Jornadas de Campo de Geografía Física*, Dpto. de AGR y Geografía Física, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 5-8 de junio del 2000, 26-40 pp.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. y TANARRO GARCÍA, L.M. (2002): El modelado fluvial en el piedemonte norte del Guadarrama oriental y Somosierra (Sistema Central Español): los valles disimétricos de la alta cuenca del Duratón. En: A. PÉREZ GONZÁLEZ, J. VEGAS & M.J. MACHADO (Eds). *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, serie: Geología, **1**: 85-95 pp.
- MUÑOZ MARTÍN, A.; CLOETINGH, S.; DE VICENTE, G. y ANDEWEG, B. (1998): Finite-element modelling of tertiary paleostress fields in the eastern part of the Tajo Basin (central Spain). *Tectonophysics*, **300**: 47-62.
- MUÑOZ MARTÍN, A. y DE VICENTE, G. (1998): Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona centro-oriental de la Península Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, **11**(1-2): 57-70.
- MUÑOZ MARTÍN, A.; CLOETINGH, S. y DE VICENTE, G. (1996): Modelos de elementos finitos sobre los campos de paleoesfuerzos terciarios en el borde oriental de la cuenca del Tajo (España central). *Geogaceta*, **20**(4): 839-841.
- NAVIDAD, M. (1975): Caracterización petrológica de los gneises glandulares del Macizo de Hiendelaencina (Guadarrama oriental). *Estudios Geol.*, **31**: 343-350.
- NAVIDAD, M. (1978): Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores noroccidental y centrooriental del Macizo Ibérico. *Estudios Geol.*, **34**: 511-528.
- NICOD, J. (1967): *Recherches morphologiques en Basse-Provence Calcaire*. Thèse L. Aix.
- NICOD, J. (1972a): *Pays et paysages du calcaire*. Presses Universitaires de France. Paris, 244 págs.
- NICOD, J. (1972b): Les versants calcaires dans les pays sous climat actuellement tempéré, essai sur les relations des phénomènes karstiques et périglaciaires. *Mélanges offerts au Pr. A. Meynier*. Presses Univ. de Bretagne: 305-319.
- NICOD, J. (1976): Sur l'évolution des versants des canyons karstiques dans les régions méditerranéennes. *Actes du Symposium sur les versants en Pays Méditerranéens*, Aix-en-Provence, 1975, C.E.G.E.R.M., vol. V: 15-20.
- OLIVÉ DAVÓ, A.; PORTERO GARCÍA, J.M.; OLMO ZAMORA, P.; ARAGONÉS VALLS, E.; CARRERAS SUÁREZ, F.; MOLINA, E. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1982): El sistema de terrazas del Río Carrión. *Iª Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero*, Salamanca, 1979. Temas Geológicos-Mineros. I.G.M.E., Tomo 2: 451-459.
- OLMO SANZ, A. y MARTINEZ-SALANOVA SANCHEZ, J. (1989): El transito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las cuencas del Duero y Tajo. *Studia Geologica Salmantica*. Volumen Especial **5** (J.C. Dabrio (ed): Paleografía de la Meseta Norte durante el Terciario): 55-69.

- ORDÓÑEZ, S. y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1976): Estudio de las facies detríticas del Terciario continental del sector oriental de la Cuenca del Duero. *Estudios Geol.*, **32**: 179-188.
- ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M^a.A. y BRELL, J.M. (1982): Relación entre las facies de abanico aluvial y facies carbonáticas del sector SE de la Cuenca del Duero. *I^a Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero*, Salamanca, 1979. Temas Geológicos-Mineros. I.G.M.E., Tomo **2**: 463-482.
- ORDÓÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, F. y GARCÍA DEL CURA, M^a.A. (1976): Estudio geológico de las "facies rojas" plio-cuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). *Estudios Geol.*, **32**: 215-220.
- ORTIZ, I. (1997): Karst de Pradeña. En: I. ORTIZ (Ed.). *Cuevas y simas de la Zona Centro*. C.E. TALPA, 249-268.
- ORTIZ PÉREZ, M.A. (1990): Perfiles geomorfológicos complejos (significado y aplicación en la interpretación morfoestructural). *Serie Varia*, **1**(12). Instituto de Geografía Universidad Nacional Autónoma de México. México, 46 págs.
- PALOMARES, M., GARZÓN, G. y FERNÁNDEZ, P. (1992a): Evolución de la sedimentación fluvial durante el Pleistoceno en la depresión de Valverde del Majano (Segovia). *Actas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Tomo **2**: 82-86.
- PALOMARES, M.; FERNANDEZ, P. y GARZON, G. (1992b): Textura y composición de los depósitos fluviales de la depresión de Valverde del Majano (Segovia) como indicadores de los cambios morfológicos y de la red de drenaje. *Estudios Geol.*, **48**(3-4): 111-121.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1978): *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Fac. de Geología, UCM, 459 págs (inédita).
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1994a): El Sistema Central. En: M. GUTIÉRREZ ELORZA (Coord.): *Geomorfología de España*. Rueda. Madrid, 63-100 pp.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1994b): Los modelos genéticos-evolutivos del Sistema Central Español: Implicaciones morfotectónicas. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **19**: 91-118.
- PEDRAZA GILSANZ, J. y CARRASCO GONZÁLEZ, R.M. (1999): Morfotectónica del Sistema Central Español: ideas actuales. En: E. MOLINA BALLESTEROS, A. SÁNCHEZ DEL CORRAL & C. POL MÉNDEZ (Eds). *La evolución del relieve en zócalos antiguos. Procesos, formaciones superficiales y sedimentos asociados. Stvdia Geológica Salmanticensia*, **VII**: 51-71.
- PELLICER CORELLANO, F. (1997). El lenguaje cartográfico. En: J.L. PEÑA MONNÉ (Ed). *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*. Geoforma Ediciones, Logroño, 67-84 pp.
- PEÑA MONNÉ, J.L.; PELLICER CORELLANO, F.; CHUECA CÍA, J. y JULIÁN ANDRÉS, A. (1997): Leyendas para mapas geomorfológicos a escalas 1:100.000/1:200.000 y 1:25.000/1:50.000. En: J.L. PEÑA MONNÉ (Ed). *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*. Geoforma Ediciones, Logroño, 127-143 pp.
- PÉREZ ESTAÚN, A. y BEA, F. (eds) (2004). Macizo Ibérico. En J. A. VERA (Ed). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 19-230 pp.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982a): El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. *I^a Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Guía de Campo, Parada n° 11*. Salamanca, 1979. Temas Geológicos-Mineros. I.G.M.E., Tomo **2**: 777-780.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982b): Terrazas abandonadas por cambio de la primitiva red del sistema fluvial del río Eresma. *I^a Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Guía de Campo*, Salamanca, 1979. Temas Geológicos-Mineros I.G.M.E., **2**: 717-740.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. y ASENSIO AMOR, I. (1973): Rasgos sedimentológicos y geomorfológicos del sistema de terrazas del río Henares, en la zona de Alcalá-Azuqueca (Nota preliminar). *Boletín Geológico y Minero*. T. **LXXXIV**-I: 15-22.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. y GALLARDO DÍAZ, J. (1987): La raña del Sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*: **2**: 29-32.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A.; MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A. y POL MÉNDEZ, C. (1994): La Depresión del Duero. En: M. GUTIÉRREZ ELORZA (Coord.): *Geomorfología de España*. Rueda. Madrid, 351-388 pp.
- PIMENTEL, N. L. y AZEVEDO, T.M. (1990): Terraços fluviais e remobilização das Rañas: o exemplo do Rio Sado (Baixo-Alentejo). *Cuaternario y Geomorfología*, **4**: 119-129.
- PLANS, P. (1970): *La Tierra de Campos*, Madrid, Instituto de Geografía Aplicada (C.S.I.C.). Madrid, 289 págs.
- PORTERO GARCÍA, J.M. (1970): *Estudio geológico-tectónico de la zona de Urueñas-Sepúlveda y La Matilla*. Tesina de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, 61 págs (inédita).

- PORTERO GARCÍA, J.M.; OLMO ZAMORA, ; RAMIREZ DEL POZO, J. y VARGAS ALONSO, I. (1982): Síntesis del terciario continental de la cuenca del Duero. En: *I Reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero. Salamanca 1979*. I.G.M.E. Madrid, 11-37 pp.
- PORTERO GARCÍA, J.M. y OLIVE, A. (1983): El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra. En: COMBA, J.A. (Coord.): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. I.G.M.E. Madrid, Tomo II: 527-534
- PORTERO GARCÍA, J.M. y AZNAR AGUILERA, J.M. (1984): Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I Congreso Español de Geología*. Segovia, Tomo III: 253-263.
- RACHOCKI, A. (1981): *Alluvial Fans. An attempt at an empirical approach*. John Wiley & Sons, New York, 155 págs.
- REINECK, H.E. y SINGH, I.B. (1980): *Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag, New York. 549 pág.
- RIBEIRO, A.; KULLBERG, M.C.; KULLBERG, J. C.; MANUPPELLA, G. y PHIPPS, S. (1990): A review of alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, **184**: 357-366.
- RODRÍGUEZ GARCÍA, J. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (2002): Terrazas del río Duero en la Cuenca de Almazán (Soria). En E. SERRANO, A. GARCÍA DE CELIS, J.C. GUERRA, C.G. MORALES & M.T. ORTEGA (Eds). *Estudios Recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, montaña y dinámica territorial*. Sociedad Española de Geomorfología, Departamento de Geografía de la Universidad de Valladolid. Valladolid. 527-536 pp.
- ROMERO MARTÍN, T. (1991): El paisaje vegetal de la cuenca del Duratón. En: *III Jornadas sobre el paisaje, Segovia, 1990*, pp. 63-79.
- ROMERO MARTÍN, T. y RICO, E. (1989): Flora de la Cuenca del río Duratón. *Ruizia*, **8**: 1-438 págs.
- ROSALES, F.; CARBO, A. y CADAVID, S. (1977): Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales. *Boletín Geológico y Minero*, **LXXXVIII**: 567-573.
- ROYO Y GÓMEZ, J. (1933): Sobre el mal llamado Diluvial de la cuenca del Duero. *Bol. S. Esp. Hist. Nat.*, **33**: 271-272..
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1951): La constitución geológica del anticlinal de Honrubia. *Estudios Geol.*, **7**: 387-410.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1969): Contribución al estudio de la fracción aleurítico-arcillosa de los sedimentos albenses de la provincia de Segovia. *Estudios Geol.*, **25**: 113-121.
- SÁNCHEZ SERRANO, F.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y DE VICENTE, G. (1993a): Evolución de las deformaciones alpinas en el borde suroriental del Sistema Central Español (Zona de Tamajón, Guadalajara). *Boletín Geológico y Minero*, **104**(1): 3-12.
- SÁNCHEZ SERRANO, F.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1993b): Cortes compensados para la deformación principal alpina en el borde sur oriental del Sistema Central Español (Zona de Tamajón, Guadalajara). *Rev. Soc. Geol. España*, **6**(1-2): 7-14.
- SÁNCHEZ SERRANO, F.; TEJERO, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y GÓMEZ ORTÍZ, D. (2000): Relación entre topografía y deformaciones recientes en el centro peninsular. V Congreso Geológico de España. Alicante, *Geotemas*, **1**(4): 305-307.
- SANTAMARÍA POLO, T. y CABALLERO DEL CAZ, J.A. (1998): *Las Hoces del río Duratón*. Proatur, S.A. Valladolid, 184 págs.
- SANTISTEBAN, J.I., MEDIAVILLA R. y MARTÍN-SERRANO, A. (1996a): Alpine tectonic framework of south-western Duero basin. En: P.F. FRIEND & C.J. DABRIO (Eds). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. World and Regional Geology 6. Cambridge University Press, Cambridge, 188-195 pp.
- SANTISTEBAN, J. I., MEDIAVILLA, R., MARTÍN-SERRANO, A. y DABRIO, C.J. (1996b): "The Duero Basin: a general overview". En: P.F. FRIEND & C.J. DABRIO (Eds). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. World and Regional Geology 6. Cambridge University Press, Cambridge, 183-187 pp.
- SANZ DE GALDEANO, C.M. (1996): Tertiary tectonic framework of the Iberian Peninsula. En: P.F. FRIEND y C.J. DABRIO (Eds). *Tertiary Basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. World and Regional Geology 6. Cambridge University Press, Cambridge, pp.9-14.
- SANZ DONAIRE, J.J. (1979-1980): Análisis comparativo de la morfometría de cantos de la raña y de otras formaciones detríticas de Somosierra (Sistema Central Español). *Geographica*, **XXI-XXII**: 235-251 pp.
- SANZ DONAIRE, J.J. (1986): *El corredor de Béjar*. Instituto de Geografía Aplicada. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, Tomo II, 269 págs.
- SANZ HERRÁIZ, C. (1988): *El relieve del Guadarrama Oriental*. Comunidad de Madrid. Consejería de Política Territorial. Madrid, 547 págs.

- SANZ HERRÁIZ, C. y CAMPOAMOR FERNÁNDEZ, A. (1982): La organización del paisaje en los valles de la vertiente norte del Sistema Central. En: *Actas del I Congreso de Geografía de Castilla La Vieja y León*. Burgos, 77-97.
- SCHWENZNER, J.E. (1936): Zür Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. *Geograr. Abhandl.*, **10**: 1-128 (Trad. por Vidal Box, C. 1943. La morfología de la región montañosa central de la Meseta Española. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, **41**(1-2): 121-147).
- SCHMIDT, K.H. (1994): Hillslopes as evidence of climatic change. En: A.D. ABRAHAMS & A.J. PARSONS (Eds): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman Hall, London. 553-570 pp.
- SCHUMM, S.A. (1956): The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes. *American Journal of Science*, **254**(11): 693-706.
- SCHUMM, S.A. (1977): *The fluvial system*. John Wiley and Sons, New York, 338 págs.
- SEII (1982): El karst de Prádena (Segovia). *Jumar*, **5**: 89-104.
- SELBY, M.J. (1985): *Earth's changing surface. An introduction to geomorphology*. Clarendon Press, Oxford, 607 págs.
- SELL, I.; POUPEAU, G.; CASQUET, C.; GALINDO, C. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1995): Exhumación alpina del bloque morfotectónico Pedriza-La Cabrera (Sierra del Guadarram, Sistema Central Español): potencialidad de la termocromometría por trazas de fisión en apatitos. *Geogaceta*, **18**: 23-26.
- SENCIALES GONZÁLEZ, J.M. (1999): *Redes fluviales. Metodología de análisis*. Estudios y Ensayos, Universidad de Málaga. Málaga, 337 págs.
- SIEMCALSA -Sociedad de Investigación y Explotación Minera de Castilla y León, S.A.- (1997): *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León. Memoria y Mapa Geológico, Escala 1: 400.000*. SIEMCALSA, Junta de Castilla y León. Valladolid.
- SIEMCALSA -Sociedad de Investigación y Explotación Minera de Castilla y León, S.A.- (1995): *Mapa Geológico de Castilla y León. Memoria y Mapa Geológico E. 1:500.000.* Junta de Castilla y León. Valladolid.
- SILVA, P.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988): Evolución geomorfológica de la confluencia de los ríos Jarama y Tajuña durante el cuaternario (cuenca de Madrid, España). *Cuaternario y Geomorfología*, **2**(1-4):125-133.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1988): El relieve de la Península Ibérica. En: M. TERÁN, L. SOLÉ SABARÍS & J. VILÀ VALENTÍ (Eds.): *Geografía General de España*. Ariel Geografía. Barcelona, 23-137 pp.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1966): Sobre el concepto de Meseta española y su descubrimiento. *Tomo homenaje a D. Armando Melón*. Inst. Estudios Pirenaicos, Inst. Juan Sebastian Elcano, Zaragoza, 15-45 pp.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1952): Geografía Física de España. En: M. DE TERÁN (Ed). *Geografía de España y Portugal*. Muntaner y Simón, Barcelona, T. 1: 487 pp.
- SORIANO, M.A. (1988): Superficies de erosión finiterciarias desarrolladas al S y SW de Zaragoza. *Acta Geológica Hispánica*, **23**(1): 39-46.
- SRIVASTAVA, S.P.; ROEST, W.R.; KOVACS, L.C.; OAKLEY, J.; LÉVESQUE, S.; VERHOEF, J. y MACNAB, R. (1990): Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, **184**: 229-260.
- SUDRIES, J. (1982): Néotectonique de bordure: l'exemple de la Sierra de Guadarrama centrale. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, **53** (4): 403-414.
- SUPPE, J. y MEDWEDEFF, D.A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **83**(3):409-454.
- TANARRO GARCÍA, L.M. (1994): Morfología de cárcavas sobre el Mioceno situado entre el piedemonte gneísico-calcáreo de Pedraza-Prádena y el macizo calcáreo de Sepúlveda (Segovia). En: J. ARNÁEZ, J.Mª GARCÍA RUIZ & A. GÓMEZ VILLAR (Eds). *Geomorfología en España. Actas de la III Reunión Nacional de Geomorfología*. Logroño, 106-115 pp.
- TANARRO GARCÍA, L.M. (1996): El modelado de las laderas del cañón de Casla (Segovia): los abrigos o balmas y su significado geomorfológico. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **21**: 361-374.
- TANARRO GARCÍA, L.M. (2002): Cartografía geomorfológica de las Hoces del río Duratón (borde suroccidental de la cuenca del Duero, provincia de Segovia) a escala 1: 10.000. En E. SERRANO, A. GARCÍA DE CELIS, J.C. GUERRA, C.G. MORALES & M.T. ORTEGA (Eds). *Estudios Recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, montaña y dinámica territorial*. Sociedad Española de Geomorfología, Departamento de Geografía de la Universidad de Valladolid. Valladolid. 285-299 pp.
- TEJERO, R. y RUIZ, J. (2002): Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics*, **350**(1): 49-62.
- TEJERO, R.; PERUCHA, M. A.; RIVAS, A. y BERGAMÍN, J. F. (1996): Modelos gravimétrico y estructural del Sistema Central. *Geogaceta*, **20**(4): 947-950.

- TEMIÑO, J.; GARCÍA-HIDALGO, J.F. y SEGURA, M. (1997): Caracterización y evolución geológica del sistema de dunas-humedales de Cantalejo (Segovia). *Estudios Geol.*, **53**(3-4): 135-143.
- TERÁN, M. DE (1958): *Geografía de España y Portugal, Tomo IV*, Montaner y Simón, Barcelona, 275-281 pp.
- TORTOSA, A.; ARRIBAS, J.; GARZÓN, G.; FERNÁNDEZ, P. y PALOMARES, M. (1997): Análisis petrológico de depósitos de terrazas aplicado al estudio de los procesos de captura en los ríos Adaja, Voltoya y Eresma (provincias de Segovia y Valladolid). *Rev. Soc. Geol. España*, **10**(1-2): 131-145.
- TOY, T.J. (1977): Hillslope form and climate. *Geological Society of American Bulletin*, **88**(1): 16-22.
- TRICART, J. (1967): Le modelé des régions periglaciaires. En J. TRICART y A. CAILLEUX (eds). *Traité de Geomorphologie*. Tome II, SEDES, París, 512 págs.
- TRICART, J. (1971): Legende pour la Carte Geomorphologique de la France au 1:50.000. Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). *Mémoires et Documents*, **12**: 165-180. (Trad. por Serrat, D. 1976. Leyenda para el Mapa Geomorfológico de Francia a 1:50.000. Instituto Jaime Almera, Barcelona, 69 pp).
- TRICART, J. (1981): *Précis de Géomorphologie*. 3. *Géomorphologie Climatique*, SEDES, París.
- TWIDALE, C. R. (1982): *Granite Landforms*. Elsevier. Amsterdam, 372 Págs.
- TWIDALE, C.R. (1989): La iniciación subsuperficial de las formas graníticas y sus implicaciones en las teorías generales de evolución del paisaje. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **13**: 49-68
- TWIDALE, C.R. y CAMPBELL, E.M. (1992): On the origin of pedestal rocks. *Z. Geomorph. N.F.*, **36**(1): 1-13.
- TWIDALE, C.R. y CENTENO, J.D. (1993): Landform development at the Ciudad Encantada, near Cuenca, Spain. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **18**: 257-269.
- VALVERDE VAQUERO, P.; DUNNING, G.; HERNÁIZ HUERTA, P.; ESCUDER VIRUETE, J. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ R. (1996): La extensión Sin-Colisional en la Zona Centro Ibérica: restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta*, **20**(4): 883-886.
- VAUDOUR, J. (1979): *La région de Madrid: altérations, sols et paléosols. Contribution à l'étude géomorphologique d'une région méditerranéenne semi-aride*. Thèse Lettres. Editions Ophrys, Aix-en-Provence, 390 págs.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J.T.; SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990): Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics*, **184**: 367-378.
- VEGAS, R. y SURIÑACH, E. (1987): Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia. *Geogaceta*, **2**: 40-42.
- VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J.T. y MARCOS, A. (1986): Tectónica y morfogénesis en el Sistema Central Español: Modelo de deformación intracontinental distribuida. *Geogaceta*, **1**: 24-25.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1982): Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences*, **4**: 320-343.
- VEGAS SALAMANCA, J. (2000): *El patrimonio geológico de la provincia de Segovia: geodiversidad y conservación*. Colección Naturaleza y Medio Ambiente. Caja Segovia-Obra Social y Cultural, Segovia, 69 págs.
- VIDAL BOX, C. (1937): Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central en el segmento comprendido en la provincia de Ávila. *Bol. S. Esp. Hist. Nat.*, **37**: 79-106.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. (1989): Geomorfología granítica en Galicia (NW España). *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **13**: 89-163
- VOORDE, M. TER; DE BRUIJNE, C.H.; CLOETING, S.A.P.L. y ANDRIESEN, P.A.M. (2004). Thermal consequences of thrust faulting: simultaneous versus successive fault activation and exhumation. *Earth and Planetary Science Letters*, **223**: 395-413.
- UBANELL, A.G. (1994): Los modelos tectónicos del Sistema Central Español. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **19**: 249-260.
- URIARTE CANTOLLA, A. (2003): *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, Vitoria-Gasteiz, 306 págs.
- VVAA (1992): Recopilación bibliográfica de estudios sobre la Raña. *Symposium sobre la Raña*. Madrid, 1992. Tomo I y II.
- WARBURTON, J. y ÁLVAREZ, C. (1989). A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: *Libro Homenaje a Rafael Soler*. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (AGGEP), 147-155 pp.
- WHITTOW, J.B. (1988): *Diccionario de Geografía Física*. Alianza. Madrid.
- WHALLEY, W.B. (1984): Rockfalls. En: D. BRUNSDEN & D. B. PRIOR (Eds). *Slope Instability*. Wiley, Chinchester, pp. 217-256.
- YOUNG, A. (1972): *Slopes*. Longman, London, 288 págs.

ANEXO

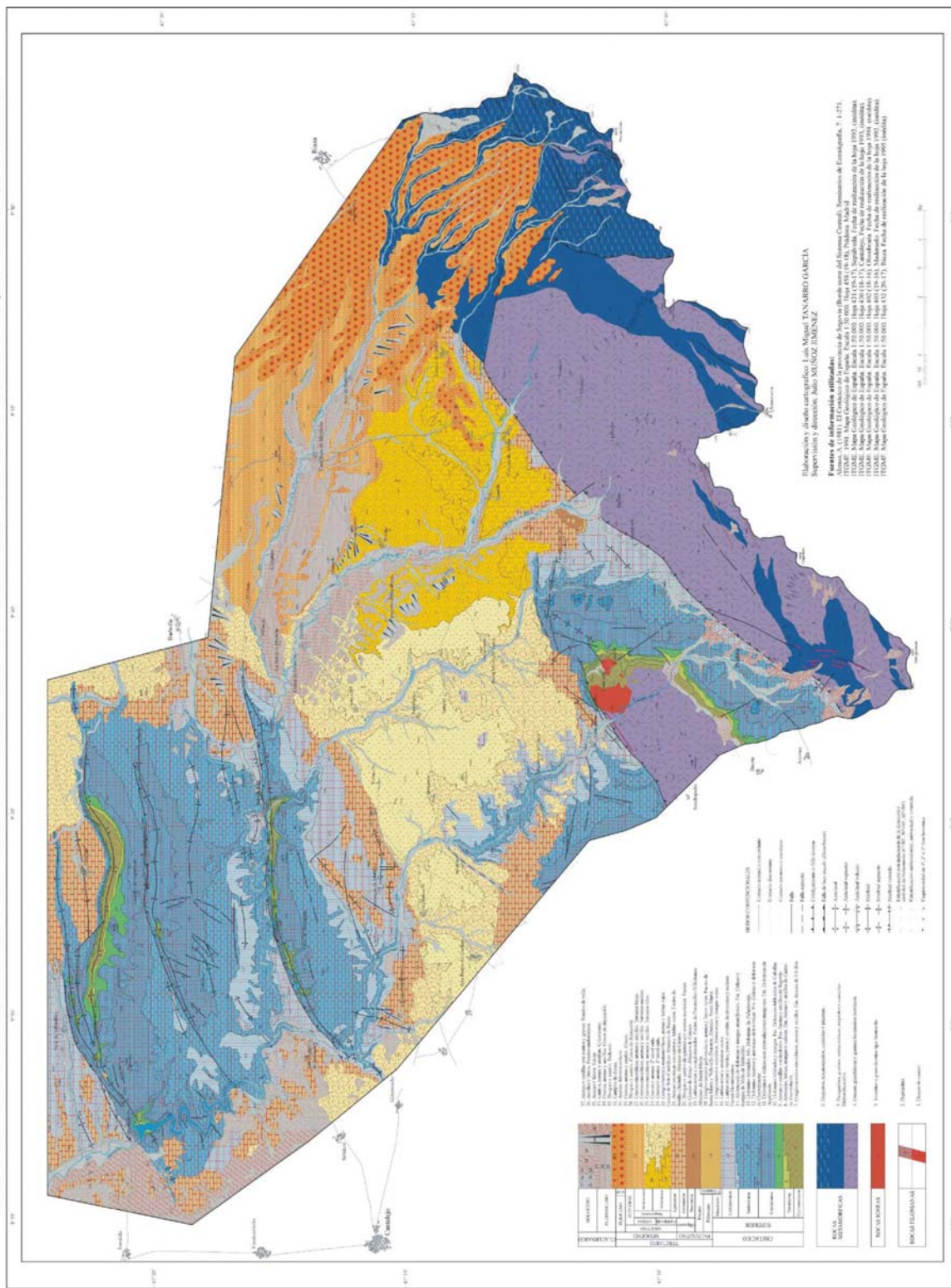
CARTOGRÁFICO

(La memoria incluye tres mapas que han sido reducidos un 40% para su presentación en formato digital)

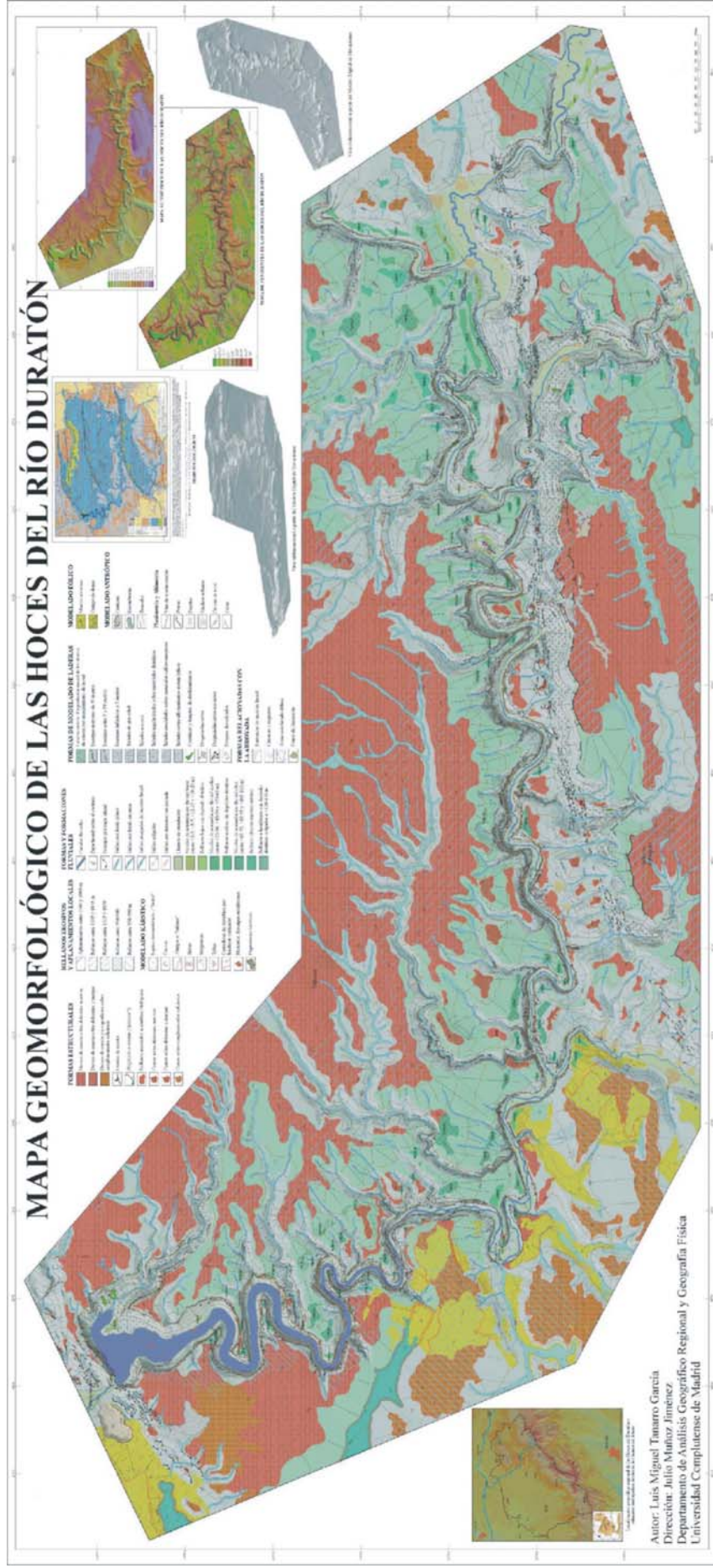
- **Mapa geológico del piedemonte norte del Guadarrama oriental y Somosierra en su sector segoviano, cuenca del río Duratón (Escala 1: 50.000).**
- **Mapa geomorfológico del piedemonte norte del Guadarrama oriental y Somosierra en su sector segoviano, cuenca del río Duratón (Escala 1: 50.000).**
- **Mapa geomorfológico de las Hoces del río Duratón (borde suroriental de la cuenca del Duero, provincia de Segovia) a escala 1: 10.000.**

LUIS MIGUEL TANARRO GARCÍA
MADRID 2006

MAPA GEOLÓGICO DEL PIEDEMONTTE NORTE DEL GUADARRAMA ORIENTAL Y SOMOSIERRA EN SU SECTOR SEGOVIANO, CUENCA DEL RÍO DURATÓN



MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LAS HOCES DEL RÍO DURATÓN



Autor: Luis Miguel Tanarro García
 Dirección: Julio Muñoz Jiménez
 Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física
 Universidad Complutense de Madrid